

# ЛИТОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Е. В. РУХИНА



НЕДРА

551.3

# ЛИТОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Е. В. РУХИНА

583



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД • 1973

**Рухина Е. В.** Литология ледниковых отложений. Л., «Недра», 1973. 176 с.

В книге приведена литологическая характеристика ледниковых отложений и предложена их классификация. Рассмотрены их гранулометрический, петрографо-минералогический состав и текстурные особенности.

Исследование вещественного состава и текстурных особенностей позволяет наметить области сноса, направление движения ледника, условия его таяния, а также установить наличие связи между современным и древним рельефом и выявить зависимость состава ледниковых отложений от пород ложа.

Ледниковые отложения широко распространены и используются в народном хозяйстве. С ними связаны многие месторождения строительных материалов, к ним приурочены грунтовые воды, они являются материнскими породами почв, а также основанием для различных сооружений.

Книга рассчитана на геологов, литологов, геоморфологов и географов, занимающихся изучением четвертичных отложений.

Таблиц 21, иллюстраций 45, список литературы — 137 назв.

Р  $\frac{0293-312}{043(01)-73}$  74-73

*Евгения Валериановна Рухина*

## ЛИТОЛОГИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Научный редактор Д. Б. Малаховский. Редактор издательства Т. М. Пономарева  
Технический редактор А. Б. Яциуржинская. Корректор Н. А. Соколова  
Обложка художника Ю. И. Прошлецова

Сдано в набор 17/XI 1972 г. Подписано к печати 31/I 1973 г. М-07058.  
Формат бумаги 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2. Печ. л. 11. Уч.-изд. л. 12,40.  
Тираж 1500 экз. Заказ № 2143/139. Цена 1 р. 24 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение, 193171. Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	С.
Введение . . . . .	5
<i>Глава I.</i> Краткий обзор исследований . . . . .	7
<i>Глава II.</i> Ледниковая формация . . . . .	13
Покровно-ледниковые отложения . . . . .	27
Собственно-ледниковые отложения . . . . .	32
Основные морены (33), локальные морены (39), морены напора (40)	
Водные морены . . . . .	41
Потоково-абляционные морены (42), бассейно- вые морены (47),	
Преобразование морен . . . . .	50
Преобразование морен, вызванное перемеще- нием обломочного материала (50), преобразова- ние морен, вызванное криогенными и почвен- ными процессами (53)	
Водно-ледниковые отложения . . . . .	57
Водно-ледниковые отложения внутриледниковой области . . . . .	59
Флювиогляциальные отложения (59), озерно- ледниковые отложения (63),	
Водно-ледниковые отложения перигляциальной зоны Флювиогляциальные отложения (68), озерно- ледниковые отложения (74)	67
<i>Глава III.</i> Гранулометрический состав ледниковых отложений . . . . .	79
Морены . . . . .	—
Флювиогляциальные отложения . . . . .	95
Озерно-ледниковые отложения . . . . .	98
<i>Глава IV.</i> Петрографо-минералогический состав ледниковых отложений . . . . .	102
Петрографический состав валунов, галек и гравия . . . . .	103
Петрографический состав валунов (103), петро- графический состав галек (108), петрографо-ми- нералогический состав гравийной фракции (109)	
Минеральный состав песчано-алевритовой фракции . . . . .	110
Минеральный состав глинистой фракции . . . . .	124
<i>Глава V.</i> Текстурные особенности ледниковых и водно-ледниковых отложений . . . . .	128
Ориентировка валунов и галек . . . . .	—

	С.
Распределение валунов и галек . . . . .	131
Форма обломков . . . . .	132
Окатанность обломков . . . . .	135
Характер поверхности обломков . . . . .	144
Цвет ледниковых отложений . . . . .	146
Текстурные особенности морен . . . . .	151
Микротекстуры . . . . .	156
Слоистость водно-ледниковых отложений . . . . .	160
Мощность ледниковых и водно-ледниковых отложений . . . . .	162
<i>Глава VI.</i> Использование литологического состава в стратиграфии и палеогеографии . . . . .	164
Стратиграфия . . . . .	—
Палеогеографические реконструкции . . . . .	167
Список литературы . . . . .	170

## ВВЕДЕНИЕ

Отложения последнего Скандинавского ледникового щита покрывают огромные площади и захватывают весь северо-запад европейской части СССР. Ледниковые отложения залегают вблизи земной поверхности и имеют огромное практическое значение в хозяйственной жизни страны. С ними связаны многие строительные материалы, к ним приурочены грунтовые воды, они являются материнскими породами почв, а также основанием для различных сооружений.

Исследование вещественного состава и текстурных особенностей ледниковых отложений позволяет наметить области сноса, направление движения ледника, условия его таяния, дает возможность установить наличие связи между современным и древним рельефом, выявить зависимость состава ледниковых отложений от пород ложа.

Таким образом, детальное изучение вещественного состава морен и водно-ледниковых отложений поможет произвести оценку месторождений полезных ископаемых, связанных с ними, и дать их инженерно-геологическую характеристику. Оно будет способствовать уточнению стратиграфических схем и восстановлению палеогеографических условий, господствовавших в последнюю ледниковую эпоху. Все перечисленное показывает, что изучение литологического состава ледниковых отложений имеет большое практическое и теоретическое значение. В настоящее время, когда некоторыми исследователями недоучитывается роль покровных оледенений, изучение литологического состава ледниковых отложений приобретает большое значение, так как оно дает непосредственные доказательства наличия ледникового покрова. Отложения, оставленные Скандинавским ледниковым покровом, свидетельствуют о том, что переносимый им обломочный материал отлагался тоже преимущественно на суше. Распространение ледника предопределялось не только климатом, но и доледниковым рельефом. Последний влиял как на продвижение ледника, так и на его отмирание, что обусловило определенные закономерности в площадном размещении различных генетических типов ледниковых отложений по отношению к краю ледника.

В силу всего изложенного, которое далеко не охватывает практического и теоретического значения изучения ледниковых отложений, их литологическая характеристика приобретает большое значение. В связи с этим геологи начинают уделять все больше и больше внимания литологии ледниковых отложений. Больших результатов в этом отношении достигли геологи Прибалтики, Карелии, Белоруссии и других республик. Изучен петрографо-минералогический

и гранулометрический состав разновозрастных ледниковых отложений некоторых районов Эстонии, Литвы, Латвии, Белоруссии. Однако большинство исследователей ставит перед собой какую-либо одну задачу (например, изучение валунов, гранулометрического или минерального состава мелкозема), и до сих пор отсутствуют сводные работы, охватывающие все звенья литологического исследования. Попытка такого комплексного изучения ледниковых отложений приводится в предлагаемой работе. Рассматриваемые в ней положения базируются на изучении покровных ледниковых отложений, распространенных в пределах северо-запада европейской части СССР.

Автор пользуется случаем выразить свою искреннюю благодарность и признательность заведующему лабораторией палеогеографии ИЗК проф. В. М. Сивиньцу и директору ИЗК проф. В. И. Лебедеву за содействие в завершении настоящей работы, а также сотрудникам СЗГУ, любезно предоставившим свои материалы, и А. М. Иерхо, выполнившей большое количество аналитических работ, используемых в монографии.

## КРАТКИЙ ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ

### ГЛАВА I

В дореволюционной России изучению четвертичных отложений уделялось сравнительно мало внимания. Весь этот этап характеризуется отсутствием общего плана исследований.

Новая эпоха в изучении четвертичных отложений началась после Великой Октябрьской социалистической революции, когда работа по их изучению стала проводиться во многих научно-исследовательских институтах и вузах, а интерес к ним возрос вследствие недостатка в минеральном сырье. Были созданы специальные учреждения и комиссии (советская секция Международной ассоциации, комиссия АН СССР по изучению четвертичного периода и др.). Появились монографии (С. А. Яковлева, Н. Н. Соколова, К. К. Маркова, А. И. Москвитина и др.), в которых освещались вопросы стратиграфии и палеогеографии. С. А. Яковлев в работе, посвященной геологической истории окрестностей Ленинграда, привел краткую литологическую характеристику ледниковых отложений.

И. П. Даниловский помимо фауны, приуроченной к межморенным отложениям, использовал в стратиграфических целях цвет морен, их плотность и петрографический состав валунов.

Крупным этапом в изучении четвертичных отложений явились работы К. К. Маркова [56—59]. Заслуживает внимания то, что для проведения границы валдайского оледенения К. К. Марков использовал не только геоморфологические признаки, но и литологические. Он указал на распространение псевдоморен за пределами территории, покрывавшейся ледником, образованных в результате солифлюкционного перемещения моренного материала. Все работы К. К. Маркова представляют интерес для литологов, занимающихся изучением ледниковых отложений, так как в них обычно приводится краткая характеристика вещественного состава.

Начиная с 50-х годов геологи-четвертичники при решении стратиграфических и ряда практических задач все чаще стали обращаться к литологическим исследованиям. Появляется специальная литература по этим вопросам. В 1954 (1-й том) и 1955 гг. (2-й том) вышел из печати коллективный труд под редакцией С. А. Яковлева «Методическое руководство по изучению четвертичных отложений». В нем дана общая характеристика различных генетических типов четвер-

тичных отложений, но литологии ледниковых образований, особенно морен, уделяется весьма скромное место.

Большинство исследователей рассматривало какой-то один вопрос. Так, С. В. Яковлева [111], Х. Вийдинг [8, 9], А. И. Гайгалас [10—15], В. К. Гуделис [21], А. Дрейманис, Г. И. Коншин [36], А. В. Раукас, Р. И. Тарвидас [100], В. А. Чепулите и многие другие изучают петрографический состав валунов и их ориентировку; вещественный состав песчано-гравийно-галечных отложений — В. М. Курпис [42], В. К. Климавичене [32], Э. А. Левков [46, 47], А. В. Раукас [74—80], И. И. Салов и многие другие. Минеральный состав песчано-алевритовой фракции исследуют В. К. Гуделис [21], Б. Н. Гурский [22], А. Дрейманис, А. Ю. Климашас [33—35], Г. И. Коншин [36, 37], А. И. Колтев [39, 40], Э. А. Левков [46—47], А. В. Матвеев [60—63], С. Д. Махнач [64], А. В. Раукас [74—80], А. С. Рябченков [90], А. С. Саввантов [92, 93] и многие другие; глинистую фракцию — В. Вансавичус, В. Михайла, А. В. Раукас, С. Д. Астапова, А. В. Матвеев [60, 61] и др. Все больше уделяется внимания физико-механическим свойствам ледниковых отложений. Они освещены в работах Н. П. Астратовой, Н. Г. Верейского [5], В. С. Волкова, А. И. Воробьева и И. И. Задкова, В. И. Ингатовичуса и В. И. Мардиявичуса, А. А. Кагана [30] и М. А. Солодухина [31], Г. П. Мазурова, С. С. Морозова, В. С. Ришкуса и др. А. А. Каганом разработана инженерно-геологическая классификация моренных отложений. Она построена на основе гранулометрической характеристики морен, резко отличающихся от других генетических типов. Инженерно-геологические свойства ледниковых отложений изложены В. Д. Ломтадзе [49].

При изучении вещественного состава ледниковых отложений внимание исследователей привлекали текстурные особенности. Некоторые текстуры морен Кольского полуострова описаны А. А. Армандом и В. Я. Евзеровым [1], текстурные особенности морен Литвы — А. И. Гайгаласом [15] и А. П. Микалаукасом [66]. Детальную характеристику макротекстур, встреченных в ледниковых отложениях, затронутых криогенными процессами, приводит А. И. Попов [73]. Он обращает внимание на происходящее при этом перемещение обломочного материала, в том числе и валунов, по ориентировке которых часто восстанавливается направление движения ледниковых потоков без учета их перераспределения. Он впервые рассматривает криогенез как процесс литогенетический и выясняет причины возникновения различных текстур в ледниковых и водноледниковых отложениях.

В последние десятилетия внимание гляциологов и геологов-четвертичников привлекают вопросы динамики ледника (П. А. Шумский, Д. Ф. Най, Е. В. Шандер, А. А. Асеев, Ю. А. Лаврушин [43, 44, 45] и др.) и связанного с ним накопления ледниковых отложений и их текстурных особенностей.

Интересные результаты получены В. Н. Конищевым, М. А. Фаустовой и другими исследователями при изучении микротекстур

ледниковых отложений. Различие микротекстур морен М. А. Фаустова использует в стратиграфических целях, а также для изучения гипергенного преобразования ледниковых отложений.

Под общим руководством К. И. Лукашева и В. В. Добровольского развивается геохимическое направление в изучении четвертичных отложений. Оно предусматривает всестороннее исследование всех компонентов породы, выявляет закономерности миграции и концентрации химических элементов и помогает выяснить характер геохимических процессов, протекавших во время формирования этих отложений. В 1969 г. под редакцией К. И. Лукашева вышла монография, посвященная выделению и характеристике геохимических провинций покровных отложений БССР. В работе приводятся гранулометрический и минеральный состав ледниковых отложений, их геохимическая характеристика, а также рассматриваются процессы, способствующие последующему их преобразованию.

В. В. Добровольский большое внимание уделяет процессам гипергенеза [26]. Он впервые привел характеристику коры выветривания Советского Союза, в том числе новейшей, и вскрыл сложную зависимость вещественного состава и строения гипергенных образований от ландшафтно-географических условий.

В некоторых работах приводится литологическая характеристика четвертичных отложений для отдельных районов.

Н. И. Апухтин изучал петрографический состав валунов и намелит конусы их рассеивания на Кольском полуострове и в Карелии. А. Д. Арманд осветил текстурные особенности морен Кольского полуострова. Он выявил роль солифлюкционных процессов в преобразовании морен, а также установил причины цементации и возникновения некоторых текстур в моренах. Исследование ледниковой штриховки и петрографического состава валунов позволило ему выявить роль как горного, так и покровного оледенения в формировании рельефа Хибинских тундр. Литологические особенности ледниковых отложений бассейна р. Лотты изучены А. А. Никоновым.

Ледниковые отложения Карелии и их краткая литологическая характеристика приводятся в работе Г. С. Бискэ [3]. Затем четвертичным отложениям Карелии уделяют внимание ее ученики (В. А. Ильин, Н. Н. Горюнова, А. Д. Лукашов, И. М. Экман и др.) и приводят их литологическую характеристику.

В последние годы большое внимание уделяется изучению четвертичных отложений северо-запада СССР. В монографии под редакцией Н. И. Апухтина и Н. И. Краснова [19] С. В. Яковлева приводит краткую литологическую характеристику разновозрастных морен. В монографии под редакцией Д. Б. Малаховского и К. К. Маркова [20] помимо литологической характеристики ледниковых отложений различных горизонтов нами приводятся особенности отложений, которые используются при восстановлении палеогеографии четвертичного периода.

Изучению ледниковых отложений Ярославского Поволжья посвящена работа В. А. Новского [68, 69]. На основе литологического

состава он устанавливает скорости их накопления и приводит детальную характеристику морен напора.

Большое внимание исследованию ледниковых и водно-ледниковых отложений и их литологии уделяют геологи Прибалтики и Белоруссии.

Литология четвертичных отложений Эстонии изучена К. К. Орвику и его учениками. В 1958 г. была опубликована работа К. К. Орвику, в которой приведены данные о гранулометрическом и петрографо-минералогическом составе морен (изучались преимущественно гравийные фракции), а также о цвете разновозрастных морен. Петрографический состав валунов морен изучают Х. Вийдинг, А. В. Раукас и др. А. В. Раукас [74—80] провел комплексное литологическое исследование основных разновозрастных морен Эстонии, совместно с Э. А. Пиррус изучил мелкие фракции морен и ленточных глин. Некоторые сведения по литологии морен приведены в работах К. Ф. Каяка.

Литологической характеристике ледниковых и водно-ледниковых отложений Латвии посвящены работы О. П. Аболтынша, А. А. Апините, Э. Ф. Гринбергса, И. Я. Даниланса, А. Дрейманиса, Г. И. Коншина, В. И. Крукле, В. М. Куршса, В. А. Перконса, А. С. Савваитова, К. Я. Спрингиса, В. Я. Стелле, А. В. Стинкуле, Я. А. Страуме, Я. Я. Майоре, В. Г. Ульста и др. Изучение петрографического состава галечно-гравийной фракции морен Латвии и ориентировки удлинённых обломков позволило К. Я. Спрингису и его ученикам наметить закономерности в изменении их состава по площади и в разрезе. Г. И. Коншин отмечает, что состав обломков, включённых в морену, в значительной степени обусловлен их абразивной прочностью и рельефом коренных пород. В. М. Куршс опубликовал сводку о минеральном сырье Латвии, об условиях формирования и текстурных особенностях озерно-ледниковых глин. Выяснению условий, способствующих концентрации тяжелых минералов в четвертичных отложениях, и использованию их в стратиграфических целях посвящены работы В. Г. Ульста и Я. Я. Майоре [101].

Литология ледниковых отложений привлекает пристальное внимание литовских геологов. Она освещена в работах В. Вансавичуса, В. К. Гуделиса, А. Ю. Климашаускаса, А. П. Миклаускаса, В. А. Чепулите, А. А. Юргайтиса и др. П. П. Вайтекунас приводит литологическую характеристику отложений различных генетических типов в пределах Литвы. Петрографический состав валунно-галечного материала изучен Р. И. Тарвидасом, галечно-гравийного материала в разновозрастных моренах — А. И. Гайгаласом. Эти исследования позволили установить изменения в направлении движения ледниковых потоков различных стадий последнего оледенения и, следовательно, выявить непостоянство в положении центров оледенения в разные стадии. Минералогический состав песчаных фракций морен Литвы привлекал внимание А. Ю. Климашаускаса [33, 34, 35].

Результаты изучения минералогического состава песчаной фракции морен и петрографического состава валунов используются литов-

скими геологами при стратиграфическом расчленении четвертичных отложений и палеогеографических реконструкциях. Гранулометрический и минералогический состав, а также окатанность песчаных зерен, слагающих водно-ледниковые отложения, изучает А. А. Юргайтис [107, 108, 109, 110]. Он устанавливает определенную зависимость физико-механических свойств песчано-гравийного материала от его минералого-петрографического состава. На основе изучения вещественного состава и текстурных особенностей флювиогляциальных отложений Литвы А. П. Микалаускас [66] выделяет в их образовании ряд фаз, из которых наибольший интерес представляет ольвневая фаза. Соответствующие ей отложения связаны с перемывом и перетолжением морен.

Изучением литологии ледниковых отложений занимаются геологи Белоруссии: А. В. Астапова, Б. Н. Гурский, С. Г. Дромашко, Е. А. Ильин, А. И. Коптев, В. А. Кузнецов, Э. А. Левков, К. И. Лукашев, А. В. Матвеев, С. Д. Махнач, П. С. Самодуров и др. На значение литолого-минералогического состава разновозрастных морен обращают внимание Б. Н. Гурский [22], А. В. Матвеев [60, 61, 62, 63] и др. А. В. Матвеев показал, что гранулометрический и минералогический составы морен закономерно изменяются как по площади, так и в разрезе. На основе детального литологического изучения ледниковых отложений А. В. Матвеев показал также, что основные стратиграфические горизонты морен Белоруссии различаются между собой по комплексу минералого-петрографических критериев. К. И. Лукашев разрабатывает генетическое направление в изучении «покровных» отложений в широком смысле этого слова. По инициативе К. И. Лукашева и под его редакцией вышел сборник «Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений», в котором охватывается широкий круг вопросов, связанных с литологией четвертичных отложений. К. И. Лукашев занимается геохимией гипергенных процессов и геологией четвертичного периода.

Большое внимание изучению вещественного состава ледниковых отложений уделяют геологи Украины. Вещественный состав ледниковых отложений правобережья Среднего Днепра и юго-западной части Русской равнины изучены М. Ф. Векlichem. Минералогический состав и условия формирования морен максимального оледенения в Среднем Приднепровье исследованы Л. М. Дорофеевым.

Расцвету изучения четвертичных отложений в значительной степени способствовали крупные монографии и сборники, опубликованные в последние годы. К ним относится трехтомник «Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период)» К. К. Маркова, Г. И. Лазукова и В. А. Николаева; в этой книге синтезированы результаты всех новейших исследований. В книге дана характеристика четвертичного периода всего земного шара. Авторы выделяют три существенно различных типа оледенений, влияющих на литологию отложений. Наряду с общеклиматическим фактором, вызвавшим оледенение, они подчеркивают связь оледенений с рельефом и тектоникой различных районов. Наличие ме-

стных особенностей в значительной степени смягчает разногласия между местными стратиграфическими схемами, авторы которых претендуют часто на их широкое площадное распространение. Особое место в изучении четвертичных отложений занимают исследования К. К. Маркова в Антарктиде. Они дали возможность подойти к решению проблем о закономерностях древнего оледенения.

До последнего времени изучались преимущественно ледниковые отложения и мало внимания уделялось зависимости вещественного состава и текстурных особенностей отложенных морен от распределения обломочного материала в теле ледника. Монография Ю. А. Лаврушина [43] в значительной степени ликвидирует этот пробел. Ю. А. Лаврушин на основе изучения современных ледников Шпицбергена и использования обширной литературы по современным ледникам дает сводку по динамике не только долинных ледников, но и ледниковых щитов. Ю. А. Лаврушин приходит к выводу, что основные черты мореносодержащего льда обусловлены типом движения ледника. Следуя за П. А. Шумским, он рассматривает три основных типа движения льда в ледниках: пластичное течение, глыбовое скольжение и скольжение серии пластов льда по внутренним плоскостям разрыва. Ю. А. Лаврушин установил также зависимость между мореносодержащим льдом и прочностью пород, слагающих ледниковое ложе, и его рельефа. Е. В. Шанцер [104] в очерках учения о генетических типах континентальных осадочных образований уделяет внимание особенностям строения ледниковых отложений и обосновывает их различия динамикой ледниковой аккумуляции.

Все чаще геологи-четвертичники отмечают необходимость формационного подхода к изучению плейстоценовых отложений (Г. И. Горецкий, Е. В. Рухина, Е. В. Шанцер, В. А. Зубаков и др.). Г. И. Горецкий устанавливает особенности условий образования и строения перигляциальной формации и связанных с ней генетических типов, которые ее образуют; В. А. Зубаков [29] рассматривает [криогенные (ледниковые) и перикриогенные формации.

Из краткого обзора работ, приведенного выше, следует, что собственно литологическое направление начало развиваться с конца 50-х годов и, следовательно, насчитывает немногим более 20 лет. Но за это время геологи проделали огромную работу и показали большое значение литологических исследований, без которых невозможны палеогеографические построения и разработка местных стратиграфических схем.

Приведенный нами далеко не полный перечень работ, посвященных характеристике ледниковых отложений или затрагивающих их попутно при рассмотрении стратиграфических, палеогеографических и других проблем, свидетельствует о все возрастающем интересе, который проявляется к отложениям ледниковой эпохи.

К наиболее ярким явлениям плейстоцена относятся неоднократные оледенения. Плейстоценовые ледники занимали 31,5% суши (современные — 10%), а центрами их являлись Фенноскандинавский и Канадский щиты. Они покрывали от 26 до 57% площади Европы и оставили специфические отложения, которые привлекают внимание исследователей уже более 100 лет. Длительная история изучения ледниковых отложений характеризуется острой борьбой между материковой и дрейфовой теориями.

По мере накопления фактического материала многие исследователи меняли свои точки зрения. Так, Ч. Ляйель, который вначале пропагандировал дрейфовую теорию, затем, после посещения горных ледников Альп, отдал предпочтение теории материкового оледенения. Ф. Шмидт, изучавший ледниковые отложения и рельеф Эстонии, отказался от дрейфовой гипотезы, которой придерживался вначале, и привел неоспоримые доказательства (основанные на изучении литологических особенностей ледниковых отложений) в пользу теории материкового оледенения.

Работы Ф. Шмидта, К. Гревинга, О. Торелла, А. П. Кропоткина и других ученых, проводивших свои исследования на территории Северной Европы, неоднократно перекрывавшейся мощными ледниковыми покровами, помогли теории материкового оледенения одержать победу, которая казалась окончательной. После этого дрейфовую теорию обычно называли гипотезой. Однако выводы, к которым пришли геологи, занимавшиеся исследованием ледниковых отложений и сложенных ими форм рельефа в пределах Северной Европы, стали необоснованно переноситься и на другие менее исследованные территории. К ним относится Западная Сибирь.

Геологи, изучавшие ледниковые отложения и рельеф низменностей, примыкающих к Баренцеву и Карскому морям, на основе изучения мореноподобных отложений установили, что палеогеографическая обстановка этих районов в эпоху оледенений в пределах Западно-Сибирской и Печорской низменностей была весьма своеобразной и резко отличалась от условий, господствовавших в Северной Европе. Свидетельством этого являются состав и текстурные особенности распространенных здесь отложений, включающих морскую фауну; они часто слоисты, в них отсутствуют краевые зоны.

Многие формы рельефа, относимые ранее к конечным моренам, озам, камам и другим ледниковым формам, при детальном исследовании Западно-Сибирской и Печорской низменностей оказались формами неледникового происхождения.

Дрифтовая гипотеза, отвергнутая для Северной Европы, возродилась, но в несколько измененном виде была принята для объяснения происхождения плейстоценовых отложений Западно-Сибирской низменности и получила название ледниково-морской. Она основана на изучении геологических разрезов, вскрывающих мореноподобные толщи с морской фауной. Их образование связывают с разносом материала айсбергами. Поэтому некоторые геологи считают выделение ледниково-морских отложений шагом назад в развитии представлений о ледниковой эпохе. Так, И. И. Краснов [19] считает, что она возрождает дрифтовую гипотезу. Однако надо иметь в виду, что возрождение этой гипотезы для районов Западной Сибири и Печорской низменности, где господствовали другие условия, по сравнению с Северной Европой, вполне оправданно. Можно говорить не о возрождении дрифтовой, а о рождении новой ледниково-морской теории.

Наличие отложений заведомо материковых оледенений (Северная Европа) и ледниково-морских (низменности, примыкающие к Баренцеву и Карскому морям) свидетельствует о том, что похолодание, обусловившее возникновение ледниковой эпохи, проявлялось в различной форме. При гумидном климате возникали и разрастались ледниковые щиты, при аридном похолодания проявились в весьма своеобразной форме подземного оледенения, промерзания грунтов и образовании многолетней мерзлоты.

Обе теории — материкового оледенения и ледниково-морская — вполне правомерны. Существование различных ледниковых теорий — материкового оледенения в одних районах и ледниково-морской в других — вполне обоснованно. Однако нельзя распространять представление о ледниковых покровах на Западно-Сибирскую низменность, а представления об отложении морены в водных бассейнах и разносе валунов лишь айсбергами и припайным льдом — на районы бывшего распространения покровных ледников Северной Европы.

Успехи палеогеографических исследований древних материковых оледенений, хотя и ограничены небольшими возможностями наблюдений в областях современных покровных оледенений, тем не менее дали возможность восстановить их форму, установить характер движения, выделить типы ледников, распределение обломочного материала в теле ледника и условия его отложения. Однако надо иметь в виду, что современные ледниковые щиты Антарктики и Гренландии отличаются от древних материковых покровов Европы, так как они окружены морем и в связи с этим не дают достаточного фактического материала для выяснения процессов отложения обломочного материала из деградирующего ледника на суше и образования форм рельефа, связанных с его деградацией.

Большой интерес представляет анализ условий образования ледников, их разрастания и отмирания. Этот анализ возможен только на основе изучения рельефа ледниковых областей и связанных с ними комплексов ледниковых отложений.

Многие геологи занимались их изучением и своими трудами способствовали созданию палеогеографии ледникового периода. Однако до настоящего времени некоторые стороны этой многогранной проблемы остаются спорными.

В ледниковый формационный ряд входят материково-ледниковая, ледниково-морская и ледово-грунтовая формации. Материково-ледниковая формация в свою очередь объединяет горно-ледниковую

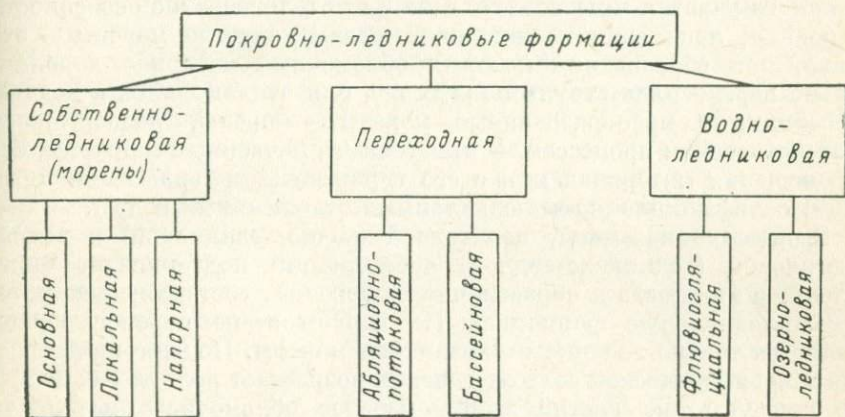


Рис. 1. Подразделение покровно-ледниковой формации.

и покровно-ледниковую и связанную с ней перигляциальную субформации.

Мы рассматриваем отложения покровно-ледниковой формации. Они возникают в результате деятельности ледника, который разрушал горные породы субстрата, транспортировал возникшее при этом огромное количество обломочного материала на большие расстояния и откладывал их при своем таянии на суше. Однако отложение обломочного материала происходило в различных условиях: без существенного участия воды или при ее более или менее видимом участии. Другими словами, покровно-ледниковая формация объединяет отложения, в образовании которых главная роль принадлежит леднику и второстепенная — воде, связанной с его таянием. В связи с этим покровно-ледниковая формация включает собственно-ледниковую, водно-ледниковую и переходную субформации (рис. 1). Переходная включает отложения, которые подверглись частичному преобразованию водными струями, или возникла при отложении моренного материала в воде. Учитывая роль воды в образовании переходной и водно-ледниковой субформаций, нам представляется более правильным и последовательным переходную назвать водно-

ледниковой, а водно-ледниковую ледниково-водной. Этим подчеркивалась бы все возрастающая роль воды в образовании флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений. Однако поскольку за последними уже укоренилось название водно-ледниковых, смешанные отложения (возникшие в результате незначительного воздействия струй талых вод или отложения моренного материала в приледниковых водных бассейнах айсбергами), в которых резко преобладает моренный материал, нам кажется, целесообразнее называть переходными.

Мы предлагаем подразделять моренные отложения на собственно морены, в образовании которых талые воды не принимали существенного участия и не повлияли на их литологические особенности (основная, локальная и напорная морены); водные морены — это такие, при образовании которых обломочный материал дополнительно переносился струями талых вод или откладывался в водных бассейнах; и преобразованные морены — морены, подвергшиеся диагенетическим процессам — криогенным, почвенным и другим, без перемещения материала или с его перемещением (грязевыми потоками, солифлюкционно-делювиальными отложениями и др.).

Выявление наземной, переходной (водно-ледниковой) и водно-ледниковой (ледниково-водной) субформаций подчеркивает определенную этапность в образовании отложений, составляющих материково-ледниковую формацию. На первом этапе перенос осуществляется только ледником и возникают морены. По мере приближения к периферической зоне оледенения возрастает роль талых вод — это второй этап. Третий этап — перенос обломочного материала флювиогляциальными потоками или вытаивание его из всплывшего над водой льда или отколовшихся от него айсбергов, погружение на дно бассейна.

Таким образом, ледниковая формация подразделяется на более мелкие, к которым можно применить термин «субформация». Эти субформации в свою очередь подразделяются на категории более частного порядка. Количество категорий зависит от степени изученности морен. При достаточно полной изученности отложений появляется необходимость выделения еще более дробных подразделений — третьего, четвертого порядков. Так, в морене выделяются разности, которые различаются по гранулометрическому и петрографическому составу валунно-галечного материала, минеральному составу песчаной фракции, плотности, текстурным признакам, цвету и др. Различия намечаются и среди водно-ледниковых отложений.

Только в последние годы в связи с детальным литологическим изучением моренных отложений встал вопрос об их классификации. Хотя первая классификация была предложена еще в конце прошлого столетия Т. Чемберленом, который подразделял морены на движущиеся и отложенные, она не потеряла своего значения и в наши дни. В 1946 г. Р. Флинт в генетической классификации выделяет донную, абляционную и напорную морены. Кроме того, он рассматривает мореноподобные отложения, не связанные с ледником. К ним он

относит похожие по внешнему виду на морену неслоистые и несортированные солифлюкционные отложения, отложения грязевых потоков и оползней. При классификации генетических типов континентальных отложений Н. И. Николаев дал краткую характеристику ледниковых отложений.

Затем классификации генетических типов рассматривались Е. В. Шанцером [104]. В очерках учения о генетических типах континентальных осадочных образований Е. В. Шанцер детально рассматривает сущность понятия «генетического типа» и его соотношения с понятиями «фаций» и «формаций» и приводит классификацию генетических типов континентальных образований, которая отличается от предложенных им ранее большей детальностью и более четким отграничением генетического типа от фаций (табл. 1). В классификации Е. В. Шанцера рассматриваются и ледниковые отложения. Динамике ледниковой аккумуляции и основным особенностям строения моренных отложений посвящена специальная глава. Собственно ледниковые отложения включают два генетических типа: основные и краевые морены. Выделение краевых морен как особого генетического типа представляется нам необоснованным, так как они имеют сложное строение и в них значительная роль принадлежит водно-ледниковым отложениям. По литологическому же составу моренные горизонты, входящие в комплекс краевых зон, часто не отличаются от основных.

583  
Генетическую классификацию отложений материкового оледенения, основанную на общих закономерностях развития ледникового покрова, приводит С. А. Стрелков [98]. Он дает общую схему перехода морены в отложения другого генезиса и выделяет при этом осадки, переходные от моренных к водным (табл. 2). В предлагаемой классификации С. А. Стрелков выделяет пять типов сочетаний групп фаций осадков, отвечающих ледникам различной степени активности. Каждый тип подразделяется на фации, формирующиеся в пределах ледника, у его края и вне ледника. Положительным в предложенной классификации является рассмотрение условий образования, связанных с активностью ледника. Однако для выделенных групп фаций, к сожалению, не приводится литологическое обоснование.

Весьма детальную схему расчленения преимущественно мариногляциальных отложений приводит В. А. Зубаков [29], (табл. 3). Она построена на разделении явлений, связанных с развитием льда, и учитывает криогенные и перикриогенные формации. К недостаткам этой схемы надо отнести громоздкость, весьма узкое понятие «формации» и то, что приводится теоретическое обоснование для выделения лишь некоторых из них. Таким образом, расчленение на айсберговую, паковую и другие формации по литологическим признакам весьма затруднительно. Формации сводятся, по сути дела, к значительно более мелким рангам. Эти же замечания относятся к классификационной схеме О. В. Суздальского.

Классификации морен большое внимание уделяют польские геологи Б. Крыговский [124] и его ученики (А. Костречевский,

Схема классификации генетических типов ледниковых отложений,  
по Е. В. Шанцеру

Год	Генетический ряд	Генетические группа и подгруппа	Генетический тип	
1948	Гляциальный	Гляциальная Флювиогляциальная Лимногляциальная	Основные, терминальные и другие морены: а) интергляциальный тип (отложения озов, камов и т.п.); б) перигляциальный тип (отложения задров) Допускает подразделение, аналогичное лимнической группе (отложения озерных субаквальных дельт), собственно озерные (лимнические) отложения	
1950	Ледниковый (гляциальный)	Ледниковая, или гляциальная, группа	Основные, краевые и другие морены	
		Ледниково-речная, или флювиогляциальная	Внутриледниковый тип (отложения озов, камов)	
		Ледниково-озерная, или лимногляциальная	Приледниковый тип (отложения задров)	
1966	Ледниковый* (гляциальный)	Группа собственно ледниковых отложений (гляциальная)**	Основные морены Краевые морены	
		Группа водноледниковых отложений (аква-гляциальная)	Подгруппа ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интергляциальный) тип Приледниковый (перигляциальный) тип
			Подгруппа ледниково-озерная (лимногляциальная)	Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения

\* Парагенетический ряд.

\*\* Парагенетическая группа.

**Генетическая классификация отложений покровного материкового оледенения, по С. А. Стрелкову**

Отложения	Условия образования
1. Автохтонных малоактивных ледниковых покровов:	При снижении хниосферы до уровня плато или равнин Сохраняются очень редко
а) вне ледника — слабо развитые водноледниковые отложения; б) у края льда — обычно отсутствуют; в) в пределах ледника — эрратические валуны, водноледниковые отложения, флювиально преобразованная абляционная морена	
2. Ледниковых куполов и щитов:	При дальнейшем развитии оледенения равнин, сменяя предыдущие фации. Отражают усиление активности ледников. Баланс льда положительный
а) вне ледника — флювиогляциальные (задровые) отложения; б) у края ледника — конечные морены, фиксирующие активные участки краевой зоны, отложения маргинальных озоз; в) в пределах ледника — участки донной морены, абляционная морена	
3. Высокоактивных выводных ледников:	В стадию активного растекания, чаще в подледниковых долинах; при сокращении мощности оледенения переходят в отложения горно-долиновых ледников. Отражают перенос льда на более низкие уровни рельефа. Баланс льда различный
а) вне ледника — отложения флювиогляциальных дельт и задроз; б) у края льда — конечноморенные отложения насыщенного и напорного типа; в) в пределах ледника — донная морена	
4. Аллохтонных ледниковых покровов:	В стадию наиболее широкого развития ледников на равнинах и плато. Степень выраженности пропорциональна интенсивности внешнего обмена. Баланс льда переменный
а) вне ледника — задровые, озерноледниковые отложения, отложения флювиогляциальных дельт; б) у края льда — отложения маргинальных озоз, конечноморенные отложения; в) в пределах ледника — донная и абляционная морены неравномерной мощности, отложения наледниковых и трещинных потоков и наледниковых озоз	
5. Омертвевших ледниковых покровов:	Во время распада оледенения, при потере покровами связи с центром питания или при сокращении питания автохтонных покровов. Баланс льда отрицательный
а) вне ледника — задровые и озерноледниковые осадки; б) у края льда — отложения маргинальных озоз; в) в пределах ледника — абляционная морена неравномерной мощности, флювиогляциальные отложения, заполнявшие трещины и впадины ледника	

## Классификация криогенных и перикриогенных формаций, по В. А. Зубакову

Тип литогенеза	Тип оледенения	Семейство формаций	Криогенные формации	Перикриогенные формации
Криогумидный (ледниковый)	Наземное	Ледниково-наземных	Сетчато-ледниковая Вулканогенно-ледниковая	Горно-ледниковая. Перигляциальная (аллювиально-ледниковых «полюсий»)
	Морское	Ледниково-морских	Шельфово-ледниковая	Айсберговая
Ледово-морских		Припайно-паковая	Паковая	
Криоаридный (мерзлотный)	Подземное	Ледово-грунтовых	Горно-мерзлотная (гольцовая) Порово-мерзлотная	Лёссовая

Ж. Жеховский, В. Станковский и др.). Их классификации основаны на внешних признаках морен, гранулометрическом составе, форме обломков, петрографо-минералогическом составе, текстурных особенностях, цвете и других признаках. Все эти признаки они разбивают на две группы — генетическую и физико-химическую, с помощью которых выделяют моренные отложения в широком смысле этого слова (*morainic deposits*) и собственно морены (*till*).

Первую группу подразделяют на два подтипа — континентальный и субаквальный. Среди них выделяют фации. К фациям континентальных морен относят основную и абляционную морены, а к субаквальным — морские (*talassotop*), озерные (*limnotop*) и флювиальные (*fluviotop*). Фация основных морен подразделяется на субфации активного, отмирающего и мертвого льда.

При подразделении по генетическим признакам используется внешний вид моренных отложений, их текстура, присутствие эрратического материала, стратиграфическое положение и геоморфология. При подразделении второй группы к этим признакам прибавляют физико-химические особенности, по которым выделяют отряды, семейства, подсемейства, роды, подроды, виды и разновидности. По гранулометрическому составу выделяют отряд валунных глин, суглинков, супесей и песчано-гравийных отложений. Текстурные признаки (наличие или отсутствие слоистости, следов нарушений), положены в основу выделения семейств, а ориентировка удлиненных обломков — подсемейств. Для определения рода используются все перечисленные выше признаки, но учитывается также петрографический состав включенных в морены обломков. Для выделения

подроба привлекается карбонатность морен. Выделение вида морен основано на изучении глинистых минералов. Разновидности устанавливаются по цвету. Однако против использования цвета при классификации морен высказывается В. Станковский, поскольку, как отмечает этот исследователь, на цвет морен влияют также диagenетические процессы.

Классификация, разработанная Б. Крыговским [124], отличается от всех предложенных ранее большей детальностью и широким использованием литологических признаков, которые, несомненно, должны служить основой при расчленении моренных отложений. Однако не со всеми ее положениями можно согласиться. Так, классификационные признаки подразделяются на две группы условно. При определении моренных отложений по внешнему виду большая роль принадлежит гранулометрическому составу и текстурным особенностям отложений. Выделение же родов, семейств, видов и т. п. основывается в общем на тех же принципах, что и выделение генетических типов и фаций. К ним лишь добавляют некоторые дополнительные сведения. Так, при определении моренных отложений по внешнему виду принимают во внимание их гранулометрический состав, цвет и другие физико-химические особенности. Поэтому выделение двух обособленных групп критериев нам представляется в значительной степени условным.

При подразделении морен по физико-химическим признакам Б. Крыговский применяет термины, принятые в биологии (отряд, семейство, род, вид), и таким образом подчеркивает ее отличие от 1-й (генетической) классификации. Однако гранулометрический и петрографо-минералогический состав морен, их текстура и другие признаки имеют, несомненно, генетическое значение. Поэтому нам кажется более удобным пользоваться нумерацией, предложенной Б. Крыговским, тем более, что большая детальность литологического исследования морен, как отмечает этот исследователь, может увеличить нумерацию, но тогда при этом не произойдет органического изменения классификации, а появятся лишь дополнительные номера.

Не совсем правильным также представляется нам применение Б. Крыговским терминов «фация» и «субфация» при подразделении моренных отложений. Хотя фации и различаются по условиям их образования, они являются телами определенного состава и строения. Поэтому их можно объединить в группы не только по происхождению, т. е. в генетические типы, но и по составу или строению. Как справедливо отмечает М. С. Дюфур [27], в названии фации надо указывать состав отложений и принадлежность к определенному генетическому типу. Например, карбонатная фация основной морены, валунно-галечная фация абляционно-потоковой морены, роговообманковая фация озерно-ледниковых отложений и т. п. Приведенные замечания не умаляют значения классификационной схемы, предложенной Б. Крыговским, а наши замечания относятся лишь к первой графе таблицы (таксономия). Приводимые в ней цифры вполне достаточны для подразделения моренных отложений

и морен. Классификация Б. Крыговского, несомненно, является наиболее удачной из всех предложенных ранее.

Заслуживает внимания также классификационная схема Ж. Жеховского. Моренные отложения в ней подразделяются на субаквальный и субаэральный ряды фаций. Субаэральный ряд включает абляционную и основную морены. Субаквальный ряд включает ледниково-моренную, лимно-гляциальную и потоковую фации. Фации подразделяются Ж. Жеховским на субфации отмирающего ледника, мертвого и активного. Субфации в свою очередь подразделяются на семейства, а семейства на литотипы в зависимости от стратиграфического и регионального положения. Количество литотипов неограниченно и зависит от детальности литологической изученности морен. К достоинствам этой классификации относится то, что различные типы морен (абляционная, основная и др.) относятся к фациям одного фациального ряда. Положительно и то, что фации подразделяются на субфации, возникшие в результате транспортировки и таяния ледника. Однако фации представляют собой геологические тела определенного состава. Поэтому среди абляционной, основной и других морен можно выделить различные фации или субфации, характеризующиеся определенными текстурными петрографо-минералогическими, гранулометрическими и другими признаками, которые в классификационной схеме Ж. Жеховского характеризуют семейства и литотипы.

Большое внимание классификации морен и принципам, по которым она должна проводиться, уделяет А. Дрейманис. Он отмечает, что классификация морен должна учитывать их текстурные признаки, цвет, плотность, степень выветрелости, условия отложения и литологический состав. Изучение морен, согласно этому исследователю, начинается с визуального определения текстурных особенностей, цвета, ориентировки валунов. В лабораторные анализы должны входить гранулометрический, петрографо-минералогический и др. Большое значение для подразделения морен А. Дрейманис придает карбонатности. Он отмечает, что при классификации морен необходимо обращать также внимание на их плотность, сопротивление сдвигу и другие физико-механические свойства, так как эти данные могут быть использованы в инженерно-геологических целях.

В образовании ледниковой формации климат выступает как главный фактор. Материковые оледенения возникали, когда значение солнечного излучения опускались ниже уровня, соответствующего радиации на  $70^{\circ}$  с. ш. По М. Миланковичу, за последние 600 000 лет они отмечались 9 раз. Поскольку для четвертичного периода характерны резкие ритмичные колебания климата, отложения ледниковой формации характеризуются ритмичным строением, обусловленным неоднократным похолоданием. Наиболее ярко оно выражено в покровно-ледниковой формации. При похолодании покровные ледники разрастались, пока не наступало потепление, в связи с чем, достигнув определенного максимума, они начинали сокращаться в своих размерах, при полном стаивании наступала межледниковая эпоха. При

незначительных же потеплениях ледник сокращался в размерах и временно освобождал некоторую площадь. Климатические условия в ее пределах были более суровыми, чем в настоящее время. Колебания климата, отражающиеся на положении края ледника в пределах

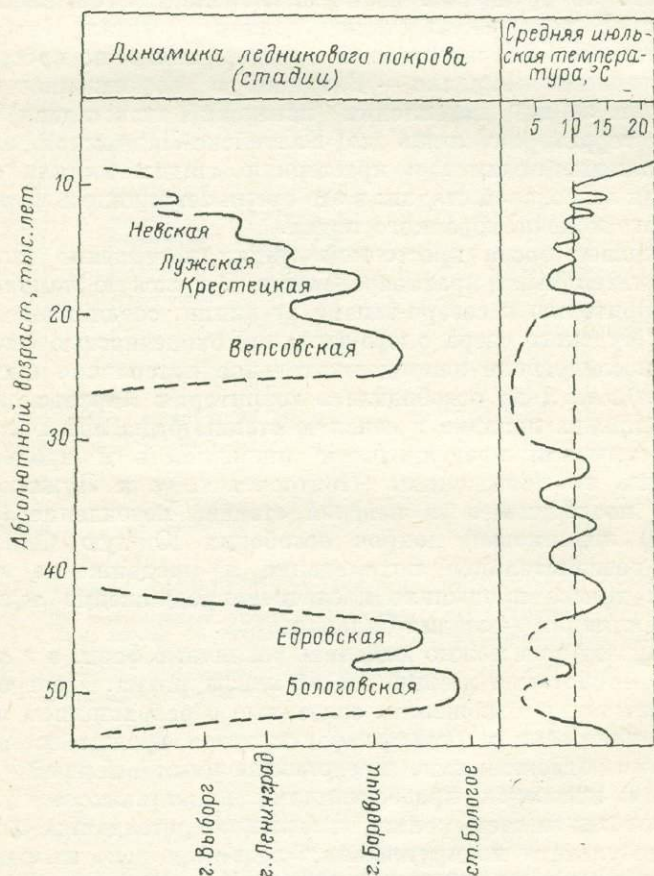


Рис. 2. Развитие поздневалдайского оледенения на территории северо-запада Русской равнины (по Д. Б. Малаховскому и др.).

северо-запада Русской равнины (для средне- и поздневалдайского времени), по представлениям Д. Б. Малаховского и др. [20], приведены на рис. 2.

Как следует из схемы, максимальное продвижение валдайского ледника соответствовало бологовской стадии, во время которой весь северо-запад был покрыт ледником. В последующее за ним потепление (березайский межстадиал) значительная часть территории освободилась ото льда. В ебровскую стадию ледник опять перекрыл почти весь северо-запад, но граница распространения этой стадии проходит

все же северо-западнее границы распространения максимальной стадии. В последующее потепление — максимальное (соминский интерстадиал) льды сохранились лишь в Фенноскандии. Для этого межстадиала характерен не только теплый климат, но и ббльшая длительность по сравнению со всеми межстадиалами валдайского оледенения. В веповскую стадию ледник достигал Карбонового плато и оставил наиболее мощный и выдержанный по простиранию конечноморенный комплекс — Валдайскую возвышенность. При последующем за ней потеплении (мстинский межстадиал) ледник освободил территорию лишь до Балтийско-Ладожской впадины. На продвижение ледника в крестецкую стадию влияли краевые образования веповской стадии; в это время закончилось формирование главного конечноморенного пояса.

Наступившее после крестецкой стадии потепление (плюсское) было незначительным и кратковременным. В лужскую стадию ледник покрыл территорию к северо-западу от линии, соединяющей северную часть Чудского озера с юго-западной оконечностью Онежского озера. В последующее непродолжительное потепление (охтинский межстадиал) ото льда освободилась территория Карельского перешейка. Подвижка ледника в невскую стадию была незначительной. Льды перекрывали предглинтовую низменность и продвинулись южнее лишь по понижениям (Притосненскому и Лужско-Наровскому). В последующее за невской стадией потепление (бёллинг и аллеред) ледниковый покров освободил Южную Финляндию. Отмечено незначительное похолодание и продвижение ледника. В позднем дриасе произошло последнее продвижение ледника до Южной Финляндии — стадия Сальпаселька.

В жизни ледника можно выделить различные фазы, а в ледниковом ритме — соответствующие им элементы ритма. Прогрессивной фазе соответствуют отложения, связанные с разрастанием ледника, которое в понижениях рельефа фиксируется прежде всего водноледниковыми отложениями, представляющими первый элемент ритма. Они являются предвестниками надвигающегося ледника и возникают как за счет скопления талых вод, стекавших с ледника, так и в результате поддуживания ледником рек, направленных в общем в сторону ледника. В некоторых разрезах продвижение ледникового края отмечается сменой озерно-ледниковых отложений флювиогляциальными.

Первый элемент ритма сохраняется далеко не всегда. Наиболее полно он представлен в понижениях доледникового рельефа (рис. 3, I). Там, где рельеф коренных пород ровный (в центральных частях плато и денудационных равнин), развиты простые разрезы, представленные одной толщей основной морены (рис. 3, II, a). Гляциодислокации, свидетельствующие об активном воздействии ледника на коренные породы, здесь не наблюдаются. Следы более древних оледенений обычно отсутствуют. На повышенных же участках первый элемент ритма не выражен, так как продвижение ледника не могло сопровождаться здесь отложением водных осадков. В таких

районах продвижение ледника фиксируется обычно интенсивным разрушением коренных пород и текстурными особенностями морены. В районах, где ледник встречал препятствия, следы его воздействия устанавливаются по обогащению нижних горизонтов морен обломками местных коренных пород и наличием глициодислокаций (см. рис. 3, II, б).

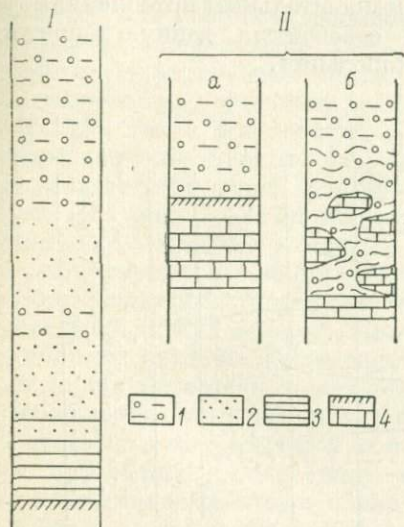


Рис. 3. Схема строения трансгрессивного (первого) элемента ритма: I — в понижениях доледникового рельефа; II — на повышенных участках коренных пород: а — на плато; б — над уступами.

1 — морена; 2 — флювиогляциальные отложения; 3 — озерно-ледниковые отложения; 4 — контакт с коренными породами.

В пониженных участках доледникового рельефа отложения прогрессивной части ритма (первый элемент ритма) сохраняются обычно

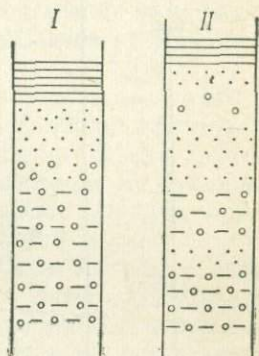


Рис. 4. Схема строения регрессивного (третьего) элемента ритма: I — простого; II — сложного.

Условные обозначения см. на рис. 3.

лишь частично, так как надвигавшийся ледник в значительной степени их эродировал и ассимилировал. В результате большинство ритмов в разрезе сокращены за счет разрушения нижней их части. В верхней части первого элемента ритма увеличивается количество прослоев морен и возрастает их мощность.

Средняя часть ритма (второй элемент) легко выделяется в разрезе, поскольку она представлена мореной, указывающей однозначно на то, что данный район перекрывался ледником.

Потепление, сменяющее похолодание, отражается в разрезе появлением отложений регрессивной части ритма (третий элемент ритма), представленных водно-ледниковыми отложениями, мощность и количество которых увеличиваются вверх по разрезу, и они вытесняют морену. Регрессивная часть ритма характеризуется обратным порядком залегания. Обычно она начинается флювиогляциальными отложениями, которые сменяются озерно-ледниковыми. На рис. 4 приводится схематическое строение регрессивной части простого и сложного ритма. Полнота сохранности верхней части третьего элемента ритма и в особенности его верхней части в значительной



В большинстве разрезов, находящихся в пределах валдайского оледенения, да и за его пределами, в районах, покрывавшихся ледниками более ранних оледенений, устанавливается зависимость их от рельефа коренных пород. Наиболее полные разрезы приурочены к резко выраженным понижениям доледникового рельефа, обычно к ложбинам, где мощность ледниковых и водно-ледниковых отложений достигает сотен метров. Здесь же обычно наиболее полно представлены и межледниковые толщи.

На выровненных участках доледникового рельефа как повышенных (плато), так и пониженных (денудационные равнины) распространены наиболее простые разрезы, представленные обычно лишь одним горизонтом морены, залегающим непосредственно на коренных породах (см. рис. 3, II, а). Мощность морены здесь не превышает 5 м (обычно 2—3 м).

Можно отметить также определенные закономерности в характере разрезов. В зависимости от условий и места отложения обломочного материала среди них принято выделять центральную, или внутреннюю, область, краевую и приледниковую зоны (по Н. Н. Соколову). Аккумуляция обломочного материала приурочена главным образом к краевой зоне и незначительна в его центральной части.

В краевых зонах обычно увеличивается общая мощность ледниковых отложений. Возрастает количество флювиогляциальных и озерно-ледниковых слоев, происходит неоднократное переслаивание морен с водными отложениями. Общая мощность четвертичных отложений часто достигает 100 м. При удалении от края ледника, в приледниковой области, облик ритма изменяется: выпадает его центральная часть — морена (см. рис. 5, III).

По мере удаления от краевой зоны в проксимальном направлении в разрезах возрастает удельный вес морены за счет сокращения и уменьшения мощности водных отложений. Но и мощность морены тоже убывает, часто не превышает 2—3 м, тогда как в краевой зоне она достигает нередко многих десятков метров.

Центральная, или внутренняя, область представляет собой область питания, соответствующую Фенноскандинавскому щиту. Экзарационная работа ледника выражена здесь в сглаживании и полировке кристаллических пород.

## ПОКРОВНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среди покровно-ледниковых отложений наиболее широко распространена основная морена. Изучение ее имеет большое практическое значение, так как состав и физико-химические свойства основной морены в значительной степени обуславливают характер почв и грунтов, а следовательно, морена интересует почвоведов, ботаников и строителей. Изучение морены имеет большое значение для инженеров-геологов и гидрогеологов. Морена служит водоупорным горизонтом и влияет на распределение грунтовых и подземных вод. Кроме того, сама морена является строительным материалом и с ней

связаны различные полезные ископаемые. Этим еще не исчерпывается значение всестороннего изучения морены, но и сказанного достаточно, чтобы привлечь внимание исследователей к их изучению. Вещественный состав и текстурные особенности помогают восстановить палеогеографию трансгрессивной и регрессивной фазы. Для первой они являются единственным методом, тогда как для восстановления условий стаивания ледника помимо литологических особенностей большое значение имеет рельеф.

Вещественный состав и текстурные особенности морен фиксируют неровности доледникового рельефа, состав подстилающих коренных пород и условия транспортировки обломочного материала, возникшего в результате их эскарации.

Значение изучения морены для познания жизни ледника очень велико. Морена несомненно станет одним из основных объектов исследования не только геологов-четвертичников и геоморфологов, изучающих ледниковые районы, но и литологов. Однако ранее, не более двадцати лет назад, при изучении разрезов, сложенных чередованием моренных и межморенных отложений, межморенным отдавалось предпочтение, так как к ним приурочены палеонтологические остатки, на основе которых определялось стратиграфическое положение подстилающих и перекрывающих их морен.

В ряде случаев одна и та же межморенная толща, содержащая органические остатки, различными исследователями относилась к разному возрасту. Межморенные толщи часто относятся либо к межстадиальным, либо к межледниковым. Следовательно, не всегда можно «опереться» при разработке стратиграфических схем даже на эти палеонтологически охарактеризованные толщи. Поэтому вполне естественно, что исследователи стали обращать внимание на литологический состав немых моренных толщ, надеясь, что изучение их вещественного состава и текстурных особенностей помогут коррелировать моренные горизонты. Положительных результатов достигли геологи Прибалтики и Белоруссии (С. Д. Астапова, А. И. Гайгалас, В. К. Гуделис, Б. Н. Гурский, А. И. Коптев, Э. А. Левков, К. И. Лукашев, А. В. Матвеев, К. К. Орвику, А. В. Раукас, И. Я. Даниланс и др.).

Впервые термин «морена» был применен Г. Бассоном (1777), затем Соссюром (1789). Причем вначале мореной называли конечные морены альпийских ледников. Однако со временем он распространился и на материал, находившийся на поверхности ледника. Затем было введено понятие «боковой», «срединной» и «конечной» морены (Л. Агассиц, 1838). Отложенные морены Л. Агассиц предложил называть тиллом\*.

При описании альпийских ледников Т. Чемберлен (1868) различал конечные, поверхностную и донную морены. Позже он (1883) выделил аналогичные разновидности среди отложенных морен. Не будем останавливаться на эволюции термина «морена» и различном

\* Поэтому впоследствии и древние морены были названы тиллитами.

его толковании, так как это было рассмотрено нами ранее [83, 84], и перейдем к характеристике отложенных морен, которые для геологов-четвертичников представляют наибольший интерес. Они подразделяются на различные типы по условиям образования и, следовательно, по литологическому составу.

Литологическое изучение моренных толщ дает некоторые указания на состав подстилающих коренных пород и их рельеф, положение областей сноса, характер переноса обломочного материала и на условия его отложения. Большое значение имеет изучение морены и для познания закономерностей движения ледника. Исследование вещественного состава морен позволило установить, что области сноса и пути движения ледниковых потоков различных стадий и оледенений не совпадали [4, 8, 12—17, 36]. В связи с местными особенностями рельефа изменялся и состав морены. Нередко на небольших расстояниях суглинистые морены переходят в песчаные, глинистые и др. В сложной смене морен различного состава порой трудно разобраться, и она производит на первый взгляд впечатление случайного чередования.

Как отмечалось выше, условия захвата, переноса и отложения обломочного материала обусловили возникновение морен. Поэтому, прежде чем перейти к их характеристике, необходимо остановиться на динамике ледника и условиях отложения обломочного материала. Эти вопросы наиболее подробно рассмотрены в работах Ю. А. Лаврушина [43, 44, 45].

В настоящее время выделяют три основных типа движения льда в ледниках — гидродинамический, тип пластического течения и тип глыбового скольжения. Лед ведет себя подобно вязкой жидкости, упругопластичному телу и твердому телу. Тип вязко-пластичного течения обобщает все три предыдущие (П. А. Шумский, С. В. Калесник).

Е. В. Шанцер [108], Ю. А. Лаврушин [43, 44, 45] и другие исследователи считают, что движение ледников происходит в соответствии со всеми упомянутыми типами, причем в зависимости от местных условий преобладает тот или иной. Экзарационная деятельность ледников обусловлена глыбовым скольжением.

При оледенении обломочный материал возникает в результате разрушения субстрата. Интенсивность экзарационной деятельности зависит от мощности ледника, скорости его движения и от доледникового рельефа, которые обуславливают скорость движения льда. На интенсивность экзарации влияет также состав и свойства пород ложа и длительность воздействия на них ледника. Все эти факторы изменялись в широких пределах, в связи с чем экзарационная работа ледника была весьма непостоянна.

При сравнительно незначительном уклоне ложа ледника в центральной области, которой являлась Фенноскандия, лед растекался от центра под давлением мощной ледяной массы. В самом общем виде геологические процессы, происходящие под ледником, приведены на схеме (рис. 6). Из схемы следует, что происходило расползание

ледника от центра к периферии. Такое растекание обусловлено пластичностью нижних горизонтов, находившихся под большой гравитационной нагрузкой. В результате ледник приобретал форму щита, тем более, что его утонению на периферии способствовали и климатические условия.

Как отмечает Р. Флинт [102], интенсивность экзарации зависит от скорости движения льда, его мощности и количества включенного в лед обломочного материала в основании ледника.

Несмотря на незначительные скорости придонных слоев ледника в центральной области, следы экзарации здесь выражены весьма

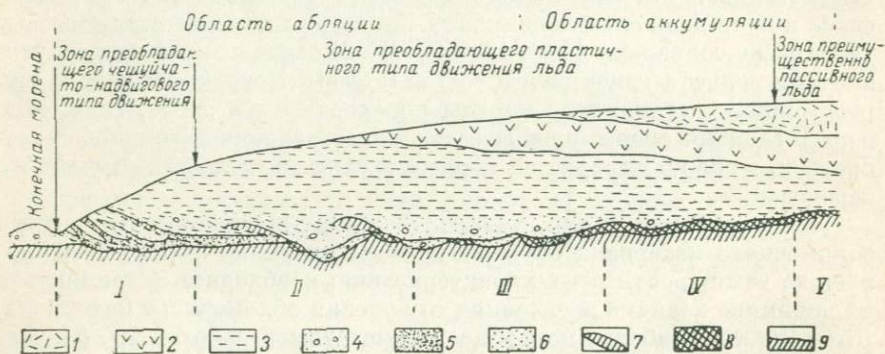


Рис. 6. Гипотетическая схема динамики движения ледникового щита и аккумуляции донной морены (по Б. М. Келлеру и Ю. А. Лаврушину).

I — перемещаемая донная морена по линиям склонов; II — накопление донной морены при пластическом движении льда, очаги экзарации и возникновения отторженцев; III — преимущественная транспортировка, накопление донной морены и экзарации возможны только в отдельных местах; IV — область преимущественной экзарации; V — слабая экзарация. 1 — снег, фирн; 2 — пассивно движущийся лед; 3 — глетчерный лед с пластическим типом движения и движением по внутренним линиям склонов; 4 — транспортируемый моренный материал; 5 — отложенная морена; 6 — отложения конечной морены; 7 — линии внутренних склонов и отторженцы; 8 — экзарация; 9 — коренные породы.

отчетливо. Однако местами она не проявлена. Б. Фриstrup в своей сводке по исследованию Гренландского ледникового щита отмечает, что в центральной его части ледник не везде производит экзарационную работу. В пределах Фенноскандии, являвшейся центральной частью ледниковых щитов, нами [84] тоже отмечены участки, где морена залегает на эллювии и коре выветривания. На интенсивность разрушительной работы ледника в пределах кристаллического щита, как отмечают А. А. Каган и М. А. Солодухин [31], большое влияние оказывала степень выветрелости пород. Поскольку экзарационная работа зависит от скорости движения ледника, в узких понижениях доледникового рельефа, таких, как ложбины, где скорость движения ледника возрастала, увеличивалась и интенсивность экзарации. Происходило переуглубление древних долин и ложбин. Так, Г. И. Горещкий считает, что многие ложбины, относимые к древним долинам, не являются таковыми, а выработаны ледником в результате его выпаживающей деятельности, о чем свидетельствует большое

количество отторженцев, приуроченных к этим понижениям, и низкие отрицательные отметки.

Направление движения придонных слоев льда в основном обусловлено доледниковым рельефом. Для современного ледникового покрова Восточной Антарктиды это показано С. А. Евтеевым [28]. Там, где растеканию ледника препятствовали выступы доледникового рельефа, граница его была «принудительной» (динамической, по Д. Б. Малаховскому и др.), поскольку она была вызвана вынужденной остановкой ледника и «естественно» (климатической, по Д. Б. Малаховскому) в том случае, когда продвижение ледника и его стаивание предопределялись только климатом.

Обычно ледники продвигались значительно дальше по понижениям рельефа, образуя языки, и задерживались у возвышенностей. Поэтому один и тот же ледник в краевой зоне мог производить значительную экзарацию там, где его граница была «принудительной». Здесь возникали разрывные дислокации в теле ледника, которые обуславливали формирование морен напора и гляциодислокации. Там же, где она была «естественной» и ледник достигал максимума своего свободного распространения, экзарация становилась невозможной из-за малой мощности ледника и незначительной скорости его движения. Таким образом, экзарационная работа ледника в краевой зоне, по всей вероятности, была весьма дифференцированной и зависела от доледникового рельефа — на равнинных участках возникали «насыпные» конечные морены, причем в отложении материала большая роль принадлежала талым водам.

Расстояние, на которое переносится обломочный материал, зависит от положения последнего в теле ледника. Обломки, составляющие поверхностную морену, транспортируются на огромные расстояния. Так, крупные глыбы гранитов-рапакиви удалены на сотни километров от коренных выходов (Валдайская возвышенность и др.). На значительно меньшие расстояния переносится обломочный материал, приуроченный к нижней части ледника.

Наблюдениями над распределением обломочного материала в современных ледниках [28, 43, 44] установлено, что основная масса обломочного материала приурочена к нижней части ледника. Частичное его отложение происходит, вероятно, еще под толщей движущегося льда (G. Slater, K. Virkkala, E. B. Шанцер [104], Ю. А. Лаврушин [43, 44]), чему способствуют незначительные скорости движения придонных слоев, насыщенных обломочным материалом, возникшим за счет разрушения ледникового ложа. Обломочный материал, возникший в результате экзарационной работы ледника, по пологонаклонным плоскостям внутренних разрывов поднимается к поверхности ледника. Высота подъема может быть значительной [28]. По современным представлениям, перенос обломочного материала путем волочения подо льдом происходит лишь на незначительных расстояниях и сменяется его отложением и частичным внедрением в толщу льда. Затем он достигает поверхности и транспортируется на большие расстояния. Этим объясняется

различие петрографического и минералогического состава обломков донной и поверхностной морен.

Подтверждением того, что отложение обломочного материала происходит на незначительном расстоянии от места его образования и, следовательно, отложение его могло происходить под толщей льда, являются локальные морены. Содержание обломков местных коренных пород в них уменьшается на незначительных расстояниях (до 1 км от их коренного залегания). Такие же изменения наблюдаются обычно не только в плане, но и в разрезе моренных толщ.

Таким образом, аккумуляция начинается тогда, когда трение ледника и нижележащих наносов становится меньше трения этих наносов о ложе. Ледник не в силах преодолеть внутреннее трение нижних слоев, переполненных обломками, и лед начинает двигаться вверх них. Провести резкую границу между районами, где происходят экзарация и аккумуляция, в связи с этим, вероятно, невозможно. Обширные площади, перекрытые ледниковыми отложениями, достигающими значительной мощности, несомненно свидетельствуют о большой экзарационной работе, произведенной ледником в районах, по которым он двигался. На распределение обломочного материала в моренах влияют условия его переноса в теле ледника, состав и рельеф коренных пород, условия таяния и отложения, а также вторичные процессы.

Весь обломочный материал, возникший преимущественно при механическом разрушении горных пород ледником, дает начало моренам как движущимся, так и отложенным. Еще недавно к движущейся морене относили обломочный материал, перемещаемый ледником, а к отложенной — весь обломочный материал, который был включен в тело ледника и располагался на его поверхности, а затем после полного стаивания ледника отложился на поверхности, которая некогда была ледниковым ложем. Однако, как отмечалось выше, аккумуляция обломочного материала при благоприятных условиях происходит еще при движении ледника. Поэтому принятое ранее подразделение морен на движущиеся и отложенные несколько условно, хотя несомненно наиболее интенсивно ледниковая аккумуляция проявляется при деградации ледника. В этот же этап резко увеличивается роль воды, которую можно восстановить не только по широкому распространению типичных водно-ледниковых отложений, но и по моренным отложениям. Влияние воды в их образовании фиксируется по текстурным особенностям и гранулометрическому составу. В связи с этим моренные отложения, как отмечалось нами ранее [81, 83], подразделяются на собственно ледниковые (без участия воды) и водные (с участием воды).

### **Собственно ледниковые отложения**

В собственно ледниковые отложения входят основная, локальная и напорная морены. Наиболее широко распространена основная морена. К ней же применяют термин «донная», так как провести

четкую границу между передвигаемой ледником донной мореной (приуроченной к нижней части ледникового тела, перегруженного обломочным материалом) и основной (отложенной донной), как отмечалось выше, не представляется возможным. Однако, несомненно, отложенные морены более правильно называть основными моренами.

**Основны е морены.** Для основной морены, как и для всех типов морен, характерно отсутствие сортировки обломочного материала. Наряду с глинистыми частицами присутствуют алевритовые, песчаные и гравийные. В моренах наблюдаются гальки и валуны, последние достигают иногда гигантских размеров. Валуны и гальки являются обязательной составной частью моренных отложений.

Вещественный состав основных морен в значительной степени зависит, как отмечалось выше, от состава местных коренных пород. Так, песчаная морена распространена на Кольском полуострове и в Карелии. Супесчаная преобладает в южной части Кольского полуострова Южной и Юго-Восточной Карелии. Песчаная и супесчаная морены распространены главным образом в пределах кристаллического щита и на песчаных осадочных породах, глинистая — на глинистых породах.

На осадочных породах в пределах Русской плиты распространена преимущественно суглинистая морена. Для нее типичен весьма выдержанный гранулометрический состав как по площади, так и в разрезе (рис. 7) с преобладанием алевритовой фракции, содержание которой колеблется от 30 до 40%.

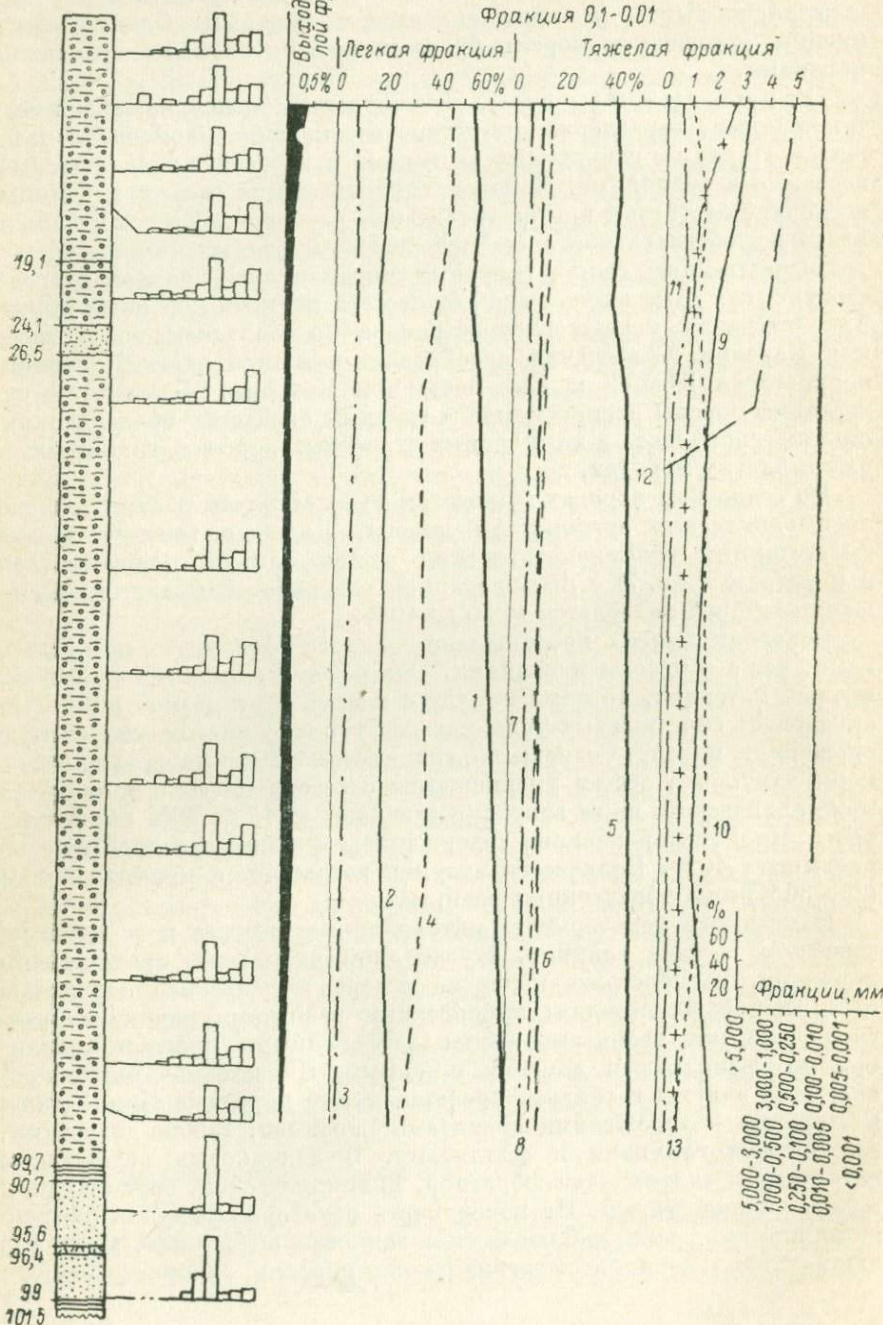
Основная морена представлена чаще всего валунными суглинками, реже супесями и глинами. Она обычно включает грубообломочный материал, который наряду с плохой сортировкой позволяет определить ее в полевых условиях как типично многокомпонентную смешанную породу. Содержание валунно-галечного материала и размеры валунов в общем уменьшаются с севера на юг. В пределах кристаллического щита валуны составляют от 12 до 30% объема морены. На Русской равнине содержание их снижается и обычно не превышает 10%. Количество валунов возрастает к краевым зонам (25—30%) и на абразионных равнинах.

Намечаются некоторые территориальные отличия и в петрографическом составе валунов. В западной части они представлены породами, распространенными на севере Карельского перешейка и в Южной Финляндии: выборгскими гранитами рапакиви, разгнейсованными гранитами, катаклазированными плагиомикроклиновыми гранитами и другими породами. В восточной части преобладают валуны и гальки, представленные породами Приладожья и Карелии — ладожскими гранитами рапакиви, габбро-диабазы, слюдястыми сланцами и филлитами. В ледниковых отложениях встречаются валуны утюгообразной, цилиндрической, брусковидной и дисковидной формы. На поверхности некоторых валунов (обычно на их плоской грани) наблюдается ледниковая штриховка. Содержание валунов с ледниковой штриховкой в моренах, распространенных

а Гранулометрический состав

Минералогический состав

Фракция 0,1-0,01



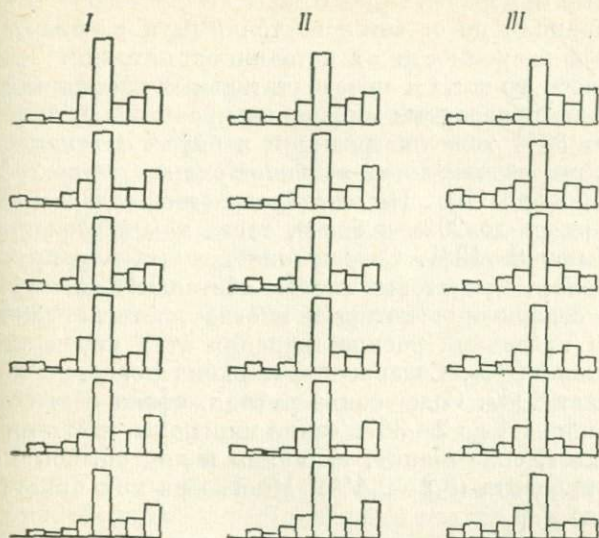


Рис. 7. Столбчатые диаграммы гранулометрического состава морен:

а — одновозрастные;  
б — разновозрастные;  
I — лужской, II — вепсской, III — бологовской стадий.

Минеральный состав:  
1 — кварц; 2 — полево-шпат; 3 — мусковит;  
4 — карбонаты; 5 — рудные минералы; 6 — роговая обманка; 7 — эпидот; 8 — гранат; 9 — рутил; 10 — ставролит; 11 — турмалин; 12 — сидерит; 13 — гиперстен.

на кристаллических породах, достигает 5%, за их пределами — 2% и менее.

Валуны со следами ледниковой обработки свидетельствуют о послойно-пластичном движении льда. Послойное движение льда вызывает не только стачивание граней валунов, но и их раскалывание. Встречаются расколотые валуны гнейсов, филлитов и других сланцеватых пород, свидетельствующие о послойном движении льда, который привел к разрыву валунов. Многие валуны, несомненно, являются переотложенными из более древних водно-ледниковых отложений, о чем говорит их хорошая окатанность, обусловленная переносом водными потоками. Наряду с окатанными обломками встречаются неокатанные и плохо окатанные. Как правило, валуны кристаллических пород окатаны лучше, чем валуны местных осадочных пород. Среди гравийно-песчаных зерен преобладают плохо окатанные и неокатанные. Хорошо окатанные гравийно-песчаные зерна представлены кварцем. Они захвачены ледником из более древних пород.

Местами в основной морене отмечается ориентировка удлиненных обломков, указывающая на потоковое движение ледника. В распределении валунов в толще морены обычно не намечается никакой закономерности, но иногда они обогащают некоторые, преимущественно нижние, горизонты морен. Песчано-алевритовые фракции представлены в основном кварцем (около 80%), полевыми шпатами (около 15—20%), которые являются, таким образом, породообразующими, и слюдами (около 3—4%). Тяжелая фракция в моренах, залегающих на осадочных породах, обычно не превышает 1% и лишь в моренах, распространенных в пределах кристаллического щита,

значительно возрастает (до 3% и более). В тяжелой фракции около 40% составляют рудные минералы.

Состав тяжелой фракции не остается постоянным и изменяется в широких пределах в зависимости от источников питания. Так, в пределах кристаллического щита и на незначительных расстояниях за его пределами среди прозрачных минералов преобладают амфиболы. Они составляют 30% тяжелой фракции и более. В западной части Русской платформы содержание амфиболов снижается до 20% и менее, а в восточной — до 10%. Но здесь возрастает содержание минералов группы эпидота до 20% и более, тогда как в западной части они не превышают 8—12%. Содержание граната варьирует тоже в широких пределах. Гранатовые гнейсы обогащают тяжелую фракцию гранатами, содержание которых иногда достигает 30% и более, тогда как за пределами распространения этих пород они обычно составляют около 10%. Содержание циркона довольно постоянно и не превышает 10%. Содержание рутила, сфена и лейкоксена обычно колеблется от 1 до 2—3%. Такие минералы, как пироксены, апатит, ставролит, силлиманит, турмалин и другие, обычно не превышают долей процента (0,2—0,4%). Многие из них присутствуют далеко не всегда.

В составе тонкодисперсной фракции преобладают гидрослюды, в подчиненном количестве наблюдаются хлорит, каолинит, монтмориллонит, гидроокислы железа.

Контакт основной морены с подстилающими породами спокойный, часто горизонтальный (в особенности на глинах и песках). На вещественный состав таких моренных толщ подстилающие породы обычно не оказывают существенного влияния. Местами лишь в самых верхних горизонтах коренных пород намечаются нарушения, выраженные в дроблении породы, а в приконтактной части морены иногда наблюдается слабо выраженная пloyчатость, обусловленная маломощными линзовидными включениями коренных пород в нижней части толщи морен.

Основные морены, залегающие на карбонатных породах, карбонатны; карбонатность уменьшается обычно вверх по разрезу.

Для основных морен характерен высокий объемный вес и низкая пористость. Они характеризуются большой выдержанностью гранулометрического состава и по инженерно-геологическим свойствам являются надежным основанием для строительства. Общая оценка физико-механических свойств основных морен приводится Н. П. Астратовой, Н. Г. Верейским, В. И. Игнатовичусом, В. Н. Марциаквичусом, А. А. Каганом, М. А. Солодухиным, В. Д. Ломтадзе, С. С. Морозовым, А. С. Поляковым, В. А. Новским и др. Среднее значение объемного веса скелета основных морен [5, 30, 31, 49, 67] составляет 1,90, а коэффициент пористости колеблется от 0,240 до 0,430. Естественная влажность обычно равна 10—20%. Емкость поглощения моренных отложений не превышает 3 мг-экв на 100 г породы. Для морен характерна быстрая размокаемость. Скорость ее зависит от гранулометрического состава: чем больше песчаных

частиц, тем процесс размокания протекает быстрее. Быстрое размокание способствует развитию при благоприятных климатических условиях и рельефе (пологие склоны) солифлюкции и морозному пучению.

Водопроницаемость супесчаных морен составляет 0,5—1,0 м/сутки, песчаных — 1—2 м/сутки и суглинистых — 0,0001—0,00002 см/сек, но на участках, где концентрируются крупные обломки, она резко повышается.

Для суглинистых основных морен характерна их уплотненность. Плотность морены обусловлена ее гранулометрическим составом, который приближается к оптимальной смеси (предельное содержание каждой из фракций, смесь из которых имеет наибольшую плотность). Экспериментальные работы, проведенные С. А. Роза, показали, что морены, сыпанные в воду, приобрели плотность, близкую к естественной.

В связи с тем, что несортированный обломочный материал, включенный в ледник, после его вытаявания был насыщен водой и представлял собой кашеобразную массу, происходила его наиболее плотная упаковка. Как отмечает А. А. Каган, физико-механические свойства песчаной морены формируются сразу же после ее вытаявания. Нагрузка перекрывавшего ее льда или более молодых отложений не вызывает существенного сжатия морен. Суглинистая морена после ее вытаявания подвергается некоторому уплотнению в связи с отделением воды. Плотность морен как супесчаной, так и суглинистой может увеличиваться за счет диагенетической цементации. Некоторые исследователи (В. И. Игнатовичус, В. Н. Марцинкявичус и др.) физико-механические свойства морен связывают с их дегидратацией и цементацией, вызванной воздействием более молодых ледниковых покровов. Другие исследователи (Е. В. Шанцер, Ю. А. Лаврушин, В. Н. Болтунов, С. А. Евтеев и др.) объясняют большую плотность основных морен условиями ее образования (между подошвой ледника и поверхностью подстилающих его пород).

На плотность морены оказывал влияние вес ледника, однако это воздействие не играло главной роли, так как отторженцы различных осадочных пород, находящиеся в толще морен и испытывшие такое же воздействие ледника, как и вмещающие их породы, не претерпели существенного уплотнения. Так, В. А. Новский отмечает, что отторженцы триасовых и юрских пород, включенные в морену, сохранили свой первоначальный объемный вес и пористость.

В сухом состоянии морены часто распадаются на плитки, образуют призматическую, угловатообломочную, комковатую, ореховидную, оскольчатую и другие отдельности. Морены обычно разбиты сетью трещин на ромбоэдрические отдельности (10—15 см в поперечнике). Излом морен зависит от уплотнения и гранулометрического состава. Плотные и глинистые разности дают раковистый излом. Примесь песчаных частиц обуславливает шероховатый излом. Иногда в моренах наблюдается слабо выраженная слоистость, вызванная неравномерной ассимиляцией подстилающих пород и послойными движениями ледника [43, 44, 102, 28].

Ю. А. Лаврушин на основе изучения современных ледников Шпицбергена [43] считает, что текстурные особенности морен обусловлены различными типами движения льда.

Пластичный тип движения, связанный с метаморфизмом течения и давления, вызывает сдвиги, интенсивность которых зависит от скорости движения. Возникают поверхности скольжения, которые придают морене кливажированность. Полосы чистого льда (огивы) после таяния создают полосчатость и песчаные присыпки в теле морены. Ю. А. Лаврушин выделяет также режелационные текстуры (частичного плавления льда). Они возникают при обволакивании валунов опесчаненной мореной, часто ожелезненной. Послойный тип движения льда обуславливает уплотненность морен, а также ледниковую обработку валунов и их ориентировку, которая может сохраняться только в основной морене.

Текстуры в ней обусловлены также частично глыбовым скольжением льда и внутренними сколами, в результате последних возникает чешуйчатая текстура. В связи с неравномерным включением валунов и галек основные морены имеют порфировидную текстуру. Удлиненные обломки обычно ориентированы по направлению движения ледника. В краевых зонах ориентировка не выражена. Встречаются обломки, ориентированные перпендикулярно к направлению движения льда. Изучение морен и ориентировки удлиненных обломков, отложенных относительно быстро осцилирующими ледниками (пульсирующим) и ледниками, край которых оставался длительное время в стационарном положении («нормальными»), проводилось в Северной Канаде. Н. Руттер отмечает, что морена пульсирующих ледников маломощна, ориентировка валунов в ней выражена слабо и часто не совпадает с направлением движения льда. В «нормальных» же моренах удлиненные обломки располагаются своей длинной осью по направлению движения ледника.

Окраска основных морен зависит от цвета подстилающих пород. На гранитах они имеют обычно красно-бурую окраску, на гранито-гнейсах — желто-бурую. В моренах, залегающих на основных породах, преобладают серые тона. В районе распространения кембрийских глин они окрашены в голубовато-серые тона. Над карбонатными породами они имеют обычно сероватую или желтоватую окраску. Над красноцветными породами цвет морены обычно красно-бурый или коричневый. Захват межледниковых отложений (мгинская толща, распространенная в Приневской впадине), а также темно-серых и черных юрских глин обуславливает темно-серую, реже шоколадно-коричневую окраску. В области развития черных верхнеюрских глин морена приобретает темно-серую окраску. При выветривании цвет их становится более светлым, а при увлажнении — более темным.

Поэтому при сравнении окраски морен степень увлажнения должна быть одинаковой, что не всегда возможно достигнуть при сравнении образцов в поле. Поэтому следует сравнивать цвет не самих морен, а их суспензий.

Среди ледниковых отложений различного возраста наиболее широко распространена основная морена. Горизонты ее обычно хорошо выдерживаются по простираанию. Основные морены часто образуют равнины, иногда всхолмленные. Они повторяют равнинный рельеф коренных пород. В том случае, когда морены залегают на выровненных участках доледникового рельефа, мощность их довольно постоянна и не превышает 2—3 м, местами уменьшается до 0,5—1 м (Ордовикское, Карбовое плато, Девонская низина и др.). В общем мощность морены возрастает с севера на юг.

Формирование основной морены определяется закономерностями захвата, переноса и отложения ледником обломочного материала.

Насыщение нижних слоев ледника обломочным материалом в зоне аккумуляции ледникового щита происходит настолько интенсивно, что они теряют свою пластичность, и происходит их отложение и уплотнение в результате динамического воздействия ледника.

Литология морен в основном зависит от состава и рельефа ледникового ложа. В районах, где увеличивается интенсивность экзарации в результате препятствий (которыми служат выступы плотных коренных пород) или увеличения скорости движения ледника, приуроченных к неустойчивым коренным породам (к понижениям доледникового рельефа), происходят фациальные замещения основной морены. Резко возрастает удельный вес местного материала над эрратическим — возникают локальные морены.

**Локальные морены.** Для них характерно преобладание местного материала в результате захвата ледником подстилающих пород, распространенных на данном участке.

Гранулометрический состав локальных морен отличается от основных тем, что он в большей степени зависит от состава подстилающих пород. На глинах они глинистые, на песках и песчаных породах — опесчанены, на карбонатных породах — карбонатные, содержат большое количество щебня и дресвы. Глауконитовые породы обогащают морену глауконитом, пески — кварцем. Для локальных морен, залегающих на палеозойских осадочных породах, характерно пониженное содержание тяжелой фракции и присутствие минералов, характерных для пород, в результате разрушения которых возникали локальные морены. Иногда они слагают лишь нижнюю часть моренной толщи и переходят вверх по разрезу в основные.

Впервые локальная морена была описана Ф. Шмидтом для Северной Эстонии (северная часть Ордовикского плато). Ф. Шмидт назвал ее «рикхом». Типичные локальные морены распространены в Карелии, где они залегают на шунгитах и имеют почти черную окраску. Локальные морены распространены в предглинистой зоне. По внешнему виду они отличаются здесь от подстилающих их синих кембрийских глин лишь присутствием валунов. Светлые морены с мелкими валунами мела распространены на выступах меловых пород (в бассейне р. Березины).

Образование локальных морен вызвано повышенной активностью ледника, которая проявляется в районе выступов коренных пород,

преграждавших движение ледника, а также в ложбинообразных понижениях доледникового рельефа, приуроченных обычно к неустойчивым породам, где скорость движения ледника увеличивалась. По своим текстурным признакам они существенно не отличаются от основных, но на контакте с подстилающими породами наблюдаются текстуры захвата, возникшие в результате внедрения пород ложа в виде полос и языков.

Полосчатые морены характеризуются своеобразной полосчатой текстурой, приуроченной к нижней части моренных толщ и возникающей в результате переслаивания морены со слоями, обогащенными коренными породами, захваченными ледником при его движении по субстрату, представленному рыхлыми отложениями. Гранулометрический и петрографо-минералогический состав в пластах, обогащенных локальным материалом, резко отличается от гранулометрического состава включающих их морен.

Полосчатые морены распространены преимущественно на песчано-глинистых породах, которые как бы затягиваются в нижние горизонты морены и образуют ложную слоистость, выклинивающуюся по направлению движения ледника. Полосчатые морены распространены весьма ограниченно. Они описаны Е. В. Шандером [104], А. В. Новским [68] и Ю. А. Лаврушиным [43, 44] как морены с полосчатой, или ложной, слоистостью растаскивания.

Цвет локальных морен еще в большей степени, чем основных, зависит от подстилающих пород, поскольку основная масса ее образуется за счет продуктов механического разрушения местных коренных пород и является хорошим диагностическим признаком.

Морены напора сложены перематыми и надвинутыми друг на друга отторженцами. В. А. Новский [69] определяет морену напора как нагромождение отторженцев, еще не подвергшихся в достаточной мере ледниковой переработке. Размеры отторженцев весьма разнообразны — от нескольких километров до нескольких сантиметров. Такие морены представляют собой ледниковые брекчии, состоящие из неокатанных обломков местных коренных пород. В отличие от основных морен морены напора характеризуются невыдержанностью физико-механических свойств.

Среди морен напора Т. С. Чемберлен предложил выделить по слагающему их материалу две разновидности: 1) состоящие главным образом из разрушенных коренных пород и 2) сложенные ледниковым материалом более древних оледенений или стадий и перемещенных ледником. В чистом виде эти два типа в районе распространения валдайского оледенения встречаются редко. Обычно морены напора сложены отторженцами коренных пород и водно-ледниковых отложений, но в значительной степени перематых (породы сматы в складки, образуют надвиги). Морены, возникшие за счет деформаций осадков, произведенных ледником, И. Элсон [122] называет деформационными.

В моренах напора встречаются глыбы ленточных глин более древней морены и флювиогляциальных песков, сохранивших свою

слоистость, что свидетельствует о их захвате ледником в мерзлом состоянии. Часто они перевернуты, но сохраняют характер слоистости, свойственный породам в ненарушенном залегании. В моренных напора наблюдаются складки. Их изучение имеет большое значение для определения направления движения ледника. Уплотненные валуны расположены в моренах напора перпендикулярно к направлению движения ледника. Такое положение валунов, по А. Дрейманису [116], В. Харрисону [119, 120] и другим исследователям, выражено наиболее четко в районах, где ледник преодолевал препятствия. В. А. Новский дает следующее описание одной из морен напора Ярославской области: «Надвинутые друг на друга блоки валунного суглинка и супеси мощностью от 0,5 м до нескольких метров. Между блоками затерты черные слюдястые глины, образующие лентообразные пропластки, четко оконтуривающие форму блоков».

Для морен напора характерна изменчивость физико-механических свойств на коротких расстояниях. В. А. Новский основным признаком морен напора Ярославского Поволжья считает коэффициент песчаности. За коэффициент песчаности он принимает отношение суммарной мощности песчаных прослоев, находящихся в морене, ко всей мощности моренных отложений для данного разреза. Для морен напора, распространенных в Ярославском Поволжье, он приводит следующую характеристику: «Различной величины обломки, отторгнутые и перемещенные активным льдом, целиком составляют морену напора. Представление же об отторженцах, обязательно находящихся в какой-то вмещающей массе (например, в толще «типичной» морены), на наш взгляд неправильно» [69, с. 160]. Морены напора привлекали внимание многих исследователей. Они были описаны Г. Слайтером, Р. Флинтом, В. Вайзе и многими другими.

Образование морен напора, гляциодислокаций и отторженцев является результатом интенсивной экзарационной работы ледника, которая, как отмечалось выше, наблюдается в районе выступов коренных пород и на участках, где возрастает скорость движения ледника. Такими участками являются доледниковые ложбины. Большое количество отторженцев приурочено к древним долинам, где экзарационная работа ледников проявлялась наиболее интенсивно. Ледниковые потоки не только выпахивали и расширяли их, но и переносили возникшие отторженцы на значительные расстояния, приурочивая их часто к краевым зонам. Отторженцы глинистых пород имеют вытянутую глыбовую или линзовидную форму, обычно со следами гляциодислокаций. Помимо собственно отторженцев, потерявших связь с материнскими породами и перенесенных на значительное расстояние, Э. А. Левков [47] выделяет выжимы и вывороты. К выжимам он относит диапироподобные формы, внедренные в морену, но сохранившие связь с коренными породами. Вывороты находятся в непосредственной близости от места отрыва от материнских пород и иногда частично сохраняют связь с коренными породами.

Морены напора образуют обычно неправильной формы многовершинные холмы и гряды, которые чередуются с западинами. Ископаемые морены напора описаны В. А. Новским в Поволжье на отрезке от Углича до Каприна и в других районах.

Многие конечные морены, входящие в состав краевых зон, образованы смещенными и дислоцированными толщами водно-ледниковых отложений.

Морены напора не всегда приурочены к краевым зонам. Так, в Ленинградской области они распространены в северной части Ордовикского плато. (Здесь же расположены Дудергофские высоты г. Воронья). С моренами напора обычно ассоциируют гляциодислокации. Отличительным признаком морен напора являются текстурные особенности и пликвативные дислокации.

Подводя итог рассмотрению морен, возникающих только в активную стадию ледника, отметим, что они отличаются по степени переработки материала, захваченного ледником при его движении. Менее переработан обломочный материал в моренах напора (в отдельных блоках совсем не переработан) и локальных моренах, более — в основных моренах, в которых гранулометрический состав достигает равновесия, характерного для ледниковых отложений.

## Водные морены

Геологи-четвертичники отмечают наличие водных морен не только на севере Сибири и северо-востоке европейской части Советского Союза, но и на северо-западе. Для водных морен характерно отсутствие непосредственной связи с породами ложа, наличие следов слоистости и меньшая плотность, чем у субэдральных морен. Водные морены в зависимости от условий переноса и отложения моренного материала подразделяются на потоковые и бассейновые.

Потоково-абляционные морены состоят из обломочного материала, частично перемытого тальми водами на поверхности деградирующего ледника. Как и все морены, они сложены несортированными обломками. От основных морен, развитых в тех же районах или вскрытых в одном обнажении, они отличаются гранулометрическим и петрографо-минералогическим составом, а также текстурными особенностями. Как правило, потоково-абляционная морена более песчаниста по сравнению с основной, содержит большее количество валунов (до 30% и более), среди которых преобладают эрратические, значительно более выветрелые, чем в основной морене. Встречаются валуны с золотой обработкой. По своему гранулометрическому составу и текстурным особенностям потоково-абляционная морена приближается к флювиогляциальным отложениям, но отличается от них худшей сортировкой, повышенным содержанием алевритовой фракции, типичной для морен, и наличием глинистых частиц.

В пределах Русской равнины в потоково-абляционных моренах, по сравнению с основной, несколько повышенное содержание

тяжелой фракции (1%, иногда более) за счет разрушения эрратических обломков, принесенных с кристаллического щита. Такие неустойчивые минералы, как пироксены, амфиболы, полевые шпаты и другие, более выветрелы.

Среди минералов, так же как и среди валунов, преобладают эрратические. Влияние коренных пород, на которых залегают основная морена, в потоково-абляционной морене не сказывается. Это своеобразие вещественного состава морен, наряду со значительным количеством песчаных линз, в которых часто наблюдается хорошо выраженная слоистость, можно объяснить тем, что обломочный материал, слагающий морену, перемещался по поверхности ледника струйками талых вод.

Физико-механические свойства потоково-абляционных морен весьма невыдержанны. Для них характерна повышенная пористость. Коэффициент пористости колеблется от 0,520 до 0,560.

Валуны и гальки в результате перемещения струйками талых вод теряют свое первоначальное положение. Уплотненные валуны и гальки располагаются параллельно друг другу и подошве толщи.

По современным представлениям перенос обломочного материала путем волочения подо льдом сменяется его внедрением в толщу льда и последующим подъемом по пологим поверхностям скола к поверхности ледника. Поэтому обломочный материал донной морены, который при переносе поднимается и переходит в эрратический, в придонной части ледника замещается местным. Эрратический же дает начало абляционной морене.

Часть обломочного материала абляционной морены возникает в результате абляции, т. е. воздействия солнечного тепла на ледяную или снеговую поверхность. Измерения, произведенные на современных ледниках, показывают, что при абляции на долю испарения приходится менее 1%, остальные — на таяние ледника. В связи с этим формирование абляционной морены вызывается в основном таянием, и, следовательно, обломочный материал перемывается струйками талых вод.

Образование абляционной морены обычно иллюстрируют схемой Р. Флинта (рис. 8), на которой граница между толщей льда и скоплением обломочного материала на поверхности ледника проведена обоснованно только в первых двух изображениях (рис. 8, а, б), где абляционная и донная морены разделены толщей льда. На последнем изображении (рис. 8, в) положение линии раздела условно и остается неясным в отношении литологических отличий между отложенной донной и абляционной моренами. Эти отличия вызваны, как мы отметили выше, перемещением обломочного материала по поверхности льда до его окончательного отложения, в виде жидкой грязи, чему способствовала насыщенность абляционной морены водой.

За время деградации ледника, вызванной общим потеплением, увеличивается область абляции и поверхность ледника покрывается плащом обломков, вытаявших из толщи льда, которые предохраняют ледник от таяния.

Почти на всех современных ледниках отмечается наличие тонкого моренного чехла абляционной морены, мощность которой увеличивается по мере таяния льда. В связи с тем, что морена насыщена водой, она перемещается по поверхности ледника с повышенных уча-

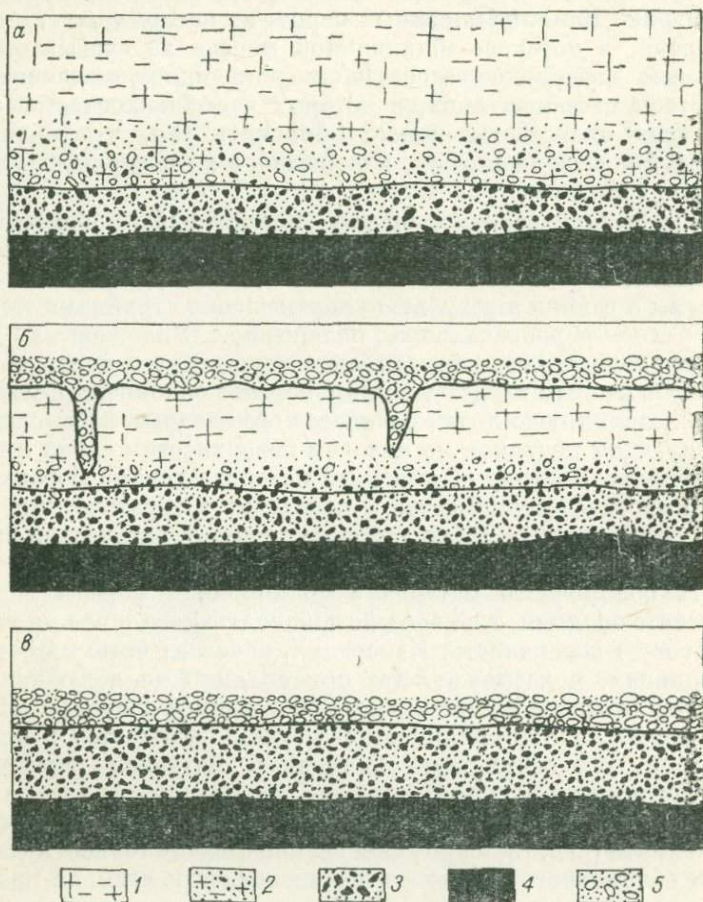


Рис. 8. Схема образования абляционной и основной морены (по Р. Флинту): а — движущийся ледник; б — начало стаяния ледника; в — полное стаяние.  
1 — лед; 2 — донная морена; 3 — основная морена; 4 — коренные поре- ды; 5 — абляционная морена.

стков в пониженные, где происходит частичная ее переработка талыми водами. Среди отложенных морен провести четкую границу между абляционной (возникшей в результате абляции) и потоковой, в которой обломочный материал передвигался вначале в виде жидкой грязи, а затем местами перемещался струйками талых вод, не представляется возможным.

Поэтому желательно сохранить термин «абляционной» морены за обломочным материалом, находящимся на поверхности ледника, и применять термин «потоково-абляционной» для отложенных морен (по аналогии с донными и основными моренами).

Часто потоково-абляционная морена залегает на водно-ледниковых отложениях и образует «покрышки». Они очень широко распространены в зонах мертвого льда. Такие морены образовались не только за счет отложения обломочного материала, находившегося на поверхности ледника (поверхностной морены) в его активную фазу, но главным образом за счет скопления обломочного материала, вытаявшего из ледника при его деградации и перемещенного по его поверхности; тогда как обломочный материал, слагающий основную морену, отлагался подо льдом еще в его трансгрессивную фазу.

Таким образом, основная и перекрывающая ее потоково-абляционная морены образуются не только в иных условиях, но и в разное время. Основная морена возникает еще при продвижении ледника, а потоково-абляционная связана с его деградацией. Пассивность ледника при образовании этой морены подтверждается также тем, что в подстилающих ее отложениях нигде не отмечены нарушения.

Потоково-абляционная морена широко распространена и достигает значительной мощности (2—2,5 м) в пределах кристаллического щита и краевых зон, так как ее образованию способствовало значительное количество талых вод, возникших при быстрой деградации ледника (после стадии сальпауссельке стаивание ледника протекало весьма интенсивно). За пределами кристаллического щита потоково-абляционные морены появляются при приближении к краевым зонам. Накопление обломочного материала, насыщенного водой (Э. Г. Коломыц), становится здесь наиболее интенсивным в результате быстрого вытаивания обломочного материала из тела ледника.

Обогащению поверхностных горизонтов морены обломочным материалом в краевой части способствуют послойные движения ледника, перемещающие обломочный материал к его поверхности.

После стаивания ледника местами образуются два горизонта морены: верхний, сложенный моренным материалом, находившимся на поверхности ледника и частично перемещенным по поверхности ледника талыми водами (абляционная или потоковая морены), и нижний — горизонт основной морены, состоящий из обломочных частиц, не перемещаемых водой и отложенных, возможно, еще при движении ледника. В результате некоторые отложенные морены имеют двучленное строение (рис. 9).

Это двучленное строение моренных толщ было впервые отмечено О. Тореллом, изучавшим ледниковые отложения Швеции. Несколько позже Р. Тарр материал, находящийся на поверхности современных ледников в краевой их части, назвал «абляционной мореной». Этот термин затем стал применяться и к отложенным моренам, возникшим за счет поверхностных морен. На широкое распространение двух типов морен в восточной части США обратил внимание Р. Флинт.

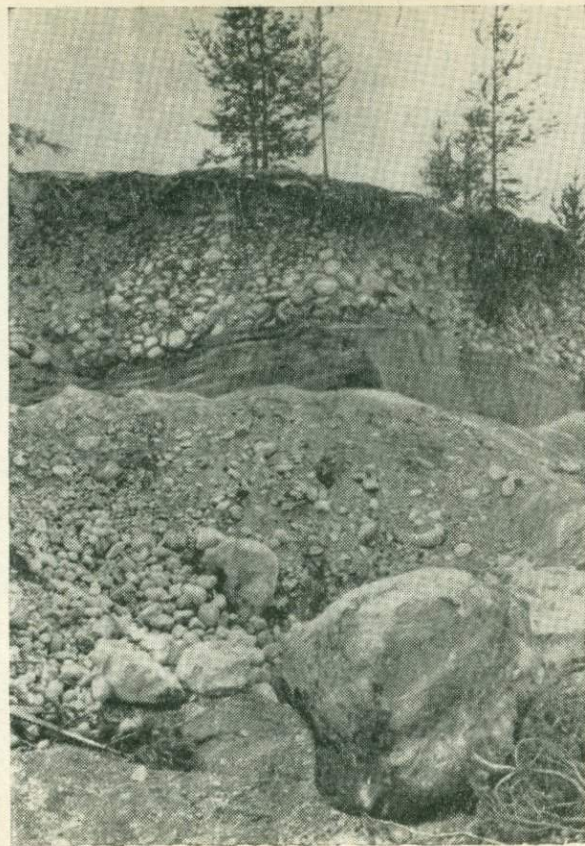


Рис. 9. Двучленное строение моренной толщи  
(фото Е. В. Рухини и А. В. Раукаса).

В СССР двучленное строение морен в некоторых районах отмечено А. И. Москвитиним, А. С. Рябченковым, Е. В. Рухиной и др.

Во всех имевшихся до сих пор объяснениях происхождения абляционной морены не отмечалась роль талых вод в их формировании и не выделялась потоково-абляционная морена, а также не подчеркивались существенное отличие их образования и некоторая разновозрастность с соответствующими им основными моренами.

По мнению большинства исследователей, абляционная и основная морены вытаивают из толщи льда одновременно и проектируются на ледниковое ложе, что иллюстрируется обычно схемой, приведенной в работе Р. Флинта [102]. Однако основным отличием потоково-абляционных морен от основных является участие воды в перемещении обломочного материала по поверхности ледника.

Ю. А. Лаврушин [43] выделяет абляционные подводные морены. Они образуются на глубине 20—50 м. Здесь происходит откалывание айсбергов от ледника и сбрасывание обломочного материала, который в большом количестве находился на поверхности льда вследствие интенсивной абляции. При образовании айсбергов и их перевертывании он сгружался на морское дно. Центр тяжести у обломков находится обычно внизу, а уплощенные валуны и гальки стоят вертикально. Подводные абляционные морены, как отмечает Ю. А. Лаврушин, фиксируют положение края всплывающего ледника, спускающегося в водный бассейн, где образуются айсберги, и имеют локальное распространение. Как отмечает этот исследователь, для подводных абляционных морен характерно то, что обломочный материал не несет следов ледниковой обработки. Он привлекает эти особенности морен как доказательство связи их с абляционными моренами.

Описанные Ю. А. Лаврушиным морены представляют большой интерес, но не могут относиться к абляционным, даже если бы слагающий их материал целиком был связан с абляционной мореной, находившейся на поверхности ледника, так как отложение обломочного материала происходило в воде. Таким образом, по условию отложения они представляют собой своеобразные бассейновые морены. Материнскими породами для такой морены был несомненно обломочный материал не только абляционной морены, но и донной, так как в нижней части айсбергов присутствовало некоторое количество моренного материала. При разгрузке же любого моренного материала в водном бассейне возникают бассейновые морены, но поскольку он выпадал из айсбергов, подобные морены правильнее было бы относить к айсберговым.

**Б а с с е й н о в ы е м о р е н ы.** Морские морены, или мариногляциальные отложения, образуются там, где ледниковые покровы спускаются в водный бассейн. А. П. Лисицын [48] относит к ним морские ледовые, айсберговые и подводные. О роли морских морен в четвертичных отложениях пишет К. К. Марков [57].

Бассейновые морены (glacial drift) известны в северной части Атлантики (N. H. Bradley) и Тихого океана (H. W. Menard). Морено-

подобные отложения с морской фауной известны в районах Аляски и многих других. Отложенные бассейновые морены встречаются на северо-востоке европейской части Советского Союза и в Западной Сибири. На то, что морские моренные отложения более широко распространены, чем морены ледниковых покровов, отложенных на суше, обратил внимание К. К. Марков [56]. Их наличие подтверждено исследованиями донных океанических отложений. Некоторые бассейновые морены отлагались в пресноводных озерах. Они отмечены в пределах северо-запада европейской части СССР [20]. В Белоруссии бассейновые морены встречены среди отложений нижнего плейстоцена (В. М. Матуз). На Кольском полуострове, на северо-западном побережье Белого моря, они отмечены Н. Н. Верзилиным [7]. Бассейновые морены распространены среди плейстоценовых отложений США (отложения озер Агассица и Дакота). Для морен, отложенных в воде, В. Харланд (W. V. Harland) применил термин пара-морены (para-tills).

Марино-гляциальные отложения подразделяются на шельфовые и айсберговые. В этом направлении большой вклад сделали исследователи севера Сибири (Г. И. Лазуков, И. Д. Данилов, В. В. Зубаков, О. В. Суздальский и др.). В. В. Зубаков и О. В. Суздальский разработали классификацию марино-гляциальных отложений.

На территории, где распространялись покровные ледники, выделить среди бассейновых морен шельфовые и айсберговые не представляется возможным, даже среди отложений крупных водоемов, которые омывали край ледника в различные стадии валдайского оледенения (лужская, невская и др.).

Ниже шельфовые и айсберговые морены рассматриваются на материале, собранном различными исследователями как среди современных, так и четвертичных отложений.

*Шельфовые морены* образуются при вытаивании основной массы обломочного материала, находящейся в нижней части всплывающего ледника. Некоторые геологи (Ю. А. Лаврушин) называют ее «подводной». Этот термин не совсем удачный, так как применялся уже ранее к затопленным наземным моренам (А. П. Лисицын).

В сводке по ледниково-морским отложениям У. Керри и Н. Ахмада (W. Cogley, N. Ahmad), базирующейся на изучении современных шельфовых ледников, приводится описание различных типов ледниково-морских отложений. Среди шельфа они выделяют три зоны: в первой ледник находится на дне шельфа, во второй он всплывает, и в третьей происходит интенсивное образование айсбергов, которые разносятся течениями.

Последняя зона подразделяется на две подзоны — внутреннюю и внешнюю. Три зоны накопления были выделены также Ю. А. Лаврушиным в результате изучения условий формирования и литологического состава ледниково-морских отложений Шпицбергена: зона накопления «подводной» морены (кавычки наши. — Е. Р.) до глубины 20 м, зона расположена вблизи фронта ледника, нахо-

дящегося на плаву (глубины 20—50 м), зона айсберговых ледниково-морских отложений (100—200 м).

*Айсберговые морены* представлены валунными суглинками или супесью. В плане они образуют пятна среди водно-ледниковых отложений и перекрывают их обычно, не нарушая текстур подстилающих пород. Ю. А. Лаврушин [43] отмечает, что объемный вес айсберговых отложений природного сложения, распространенных в прибрежной части Шпицбергена, колеблется в пределах 1,86—2,01, пористость — 34,17—37,00 и коэффициент пористости — от 0,519 до 0,588.

Современные айсберговые отложения в пределах Антарктиды описаны А. П. Лисицыным [48]. Они представлены грубозернистыми плохо сортированными отложениями, залегающими среди морских осадков. Айсберговые отложения образуют пояс шириной до 1200 км. А. П. Лисицын отмечает, что обломочный материал из айсберговых отложений не несет на себе следов ледниковой обработки. К такому же выводу приходит и Ю. А. Лаврушин [43]. Он считает, что подразделение морен на шельфовую и айсберговую можно проводить на основе присутствия или отсутствия валунов со следами ледниковой обработки. Такой подход нам представляется неправильным, так как айсберги являются глыбами, отколовшимися от шельфового льда, и в айсберговой морене включено примерно такое же количество обломочного материала, что и в шельфовой. Напомним, что в донных, а следовательно, и в основных моренах обломки со следами ледниковой обработки присутствуют в незначительных количествах (около 5%), поэтому, естественно, далеко не всегда их можно встретить в шельфовых и айсберговых отложениях.

В районах распространения материкового оледенения не только потоково-абляционные, но и айсберговые морены образуют «моренные покрывки» (С. А. Яковлев). По всей вероятности, моренные покрывки могут отлагаться не только из айсбергов, но и из шельфового ледника (при соответствующей глубине бассейна и мощности льда).

Основным отличием айсберговой морены от шельфовой является весьма ограниченное площадное распространение. Они образуют пятна среди водных отложений. От абляционных морен они отличаются отсутствием песчаных линз и распространением в виде изолированных пятен. В ряде случаев провести границу между абляционными и айсберговыми моренами не представляется возможным. Иногда они образуют линзы среди флювиогляциальных отложений и дают начало селеподобным моренам.

В общем можно перечислить следующие признаки, которые дают возможность отличить бассейновые морены (как шельфовые, так и айсберговые) от морен, отложенных на суше.

1. Отсутствие связи с подстилающими породами.

2. Лучшая сортировка. Содержание алевритовой фракции составляет в бассейновых моренах 40—45%. В некоторых бассейновых моренах повышенное содержание глинистой фракции (20% и более).

3. Пониженная плотность. Как отмечает Д. Истбрук, уплотненность бассейновых морен меньше, чем у наземных, и соответствует уплотненности окружающих их морских осадков.

4. Слоистость. Намечается неясно выраженная горизонтальная слоистость, обусловленная маломощными (1—2 мм) присыпками тонкозернистого песка.

5. Отсутствие ориентировки удлиненных валунов и галек.

6. Уплощенные обломки располагаются параллельно друг другу и подошве толщи. Плоско-выпуклые валуны обращены плоской стороной кверху.

7. Отсутствие в районе распространения бассейновых морен абляционной морены и флювиогляциальных отложений.

8. Наличие непереотложенной морской фауны (для мариногляциальных отложений).

### Преобразование морен

Преобразование морен может быть связано с перемещением материала (грязевые потоки, солифлюкция, делювиальные процессы) или со вторичными процессами, при которых морены в целом не подвергаются перемещению. Происходят лишь их изменения под влиянием криогенных и почвообразовательных процессов, а также подземных вод.

Преобразование морен, вызванное перемещением обломочного материала. Под влиянием талых вод разжиженная морена может растекаться и давать начало селеподобным мореным отложениям. Переотложение морены происходит также под воздействием солифлюкции. Такие морены теряют первоначальную ориентировку валунов, а уплотненные валуны располагаются параллельно склону или подошве слоя.

В перигляциальных зонах морены претерпевают преобразования в результате криогенных процессов. Морена приобретает плитчатую, сетчатую и другие текстуры, детально разобранные и описанные в работе А. И. Попова [73]. Вторичные изменения захватывают главным образом верхнюю часть морен, где они подвергаются усиленному промыванию атмосферных вод и действию растительного покрова.

Преобразование морен в широких масштабах протекает под влиянием почвообразовательных процессов. Изменения в моренах, и в частности ее химизма (главным образом карбонатности) и окраски, происходят под воздействием подземных вод (В. И. Игнатовичус, В. Н. Марциквичус и др.).

На состав и строение морен оказывают влияние процессы гипергенеза, под которыми понимаются совокупность геологических процессов, протекающих на поверхности Земли и в ее верхних горизонтах. Большая роль их подчеркивается А. В. Сидоренко и К. И. Лукашовым. Поскольку районы, в которых ледниковые отложения распространены с поверхности, занимают большие площади,

выявление их изменений имеет большое значение. Учитывая большую роль вторичных процессов, В. В. Добровольский отмечает, что ледниковые отложения являются не смесью механически измельченных обломков коренных пород области сноса, а продуктами их определенного преобразования под воздействием процессов гипергенеза.

*Селеподобные морены* сложены в основном несортированным валуно-галечным материалом с песчано-алевритовым заполнителем. Содержание валунно-галечного материала составляет 70—80% морены. Часто он сцементирован солями железа. Уплотненные валуны и гальки в них располагаются параллельно подошве слоя. Мощность селеподобной морены обычно незначительна (не превышает 1 м). По внешнему виду и условиям образования эти морены приближаются к отложениям селей (рис. 10). Они образуются в результате перемещения кашеобразного моренного материала в виде грязевых потоков. В некоторых обнажениях видно, что крупные моренные линзы, заключенные во флювиогляциальных отложениях (линзы айсберговой морены), расплываются и образуют горизонты селеподобных морен. Селеподобные морены распространены преимущественно в краевых зонах среди флювиогляциальных отложений. Подобные морены литовские геологи (А. П. Микалаускас, А. И. Гайгалас, А. А. Юргайтис и др.) называют отложениями опльвневой фазы седиментации и отмечают их приуроченность к отложениям зандров. А. П. Микалаускас [65, 66] относит их к литологическим разновидностям флювиогляциальных отложений, образование которых связано с перетолжением морен грязевыми потоками.

*Солифлюкционно-преобразованные морены* представлены валунными суглинками. Ориентировка валунов в них нарушена в результате перемещения морены по склонам. Уплотненные обломки располагаются параллельно подошве слоя, т. е. рельефу и подчеркивают характерную для солифлюкционных отложений пунктирную слоистость. Солифлюкционно-преобразованные морены увеличиваются в мощности в понижениях рельефа. Солифлюкционно-преобразованные отложения характерны для перигляциальных зон часто имеют криогенные текстуры. Перемещение материала происходит при переувлажнении морен, когда они приобретают вязкую консистенцию. Солифлюкционные процессы захватывают лишь суглинистую морену, которая содержит достаточное количество глинистых и алевритовых частиц.

Солифлюкционно-преобразованные морены широко распространены в районах с холодным климатом и расчлененным рельефом. Несомненно, что в позднеледниковое время климатические условия и отсутствие сплошного растительного покрова способствовали развитию солифлюкционных процессов, которые прежде всего увлекали в движение морену. Они отмечены (М. Воуе) у края современных ледников Аляски, Шпицбергена, Гренландии.

На большое значение солифлюкции в перигляциальных областях обратили внимание еще К. Кейльгак и Р. Граман. Она изучалась К. Н. Геренчуком, А. И. Москвитиным, А. И. Поповым, Я. Дыликом

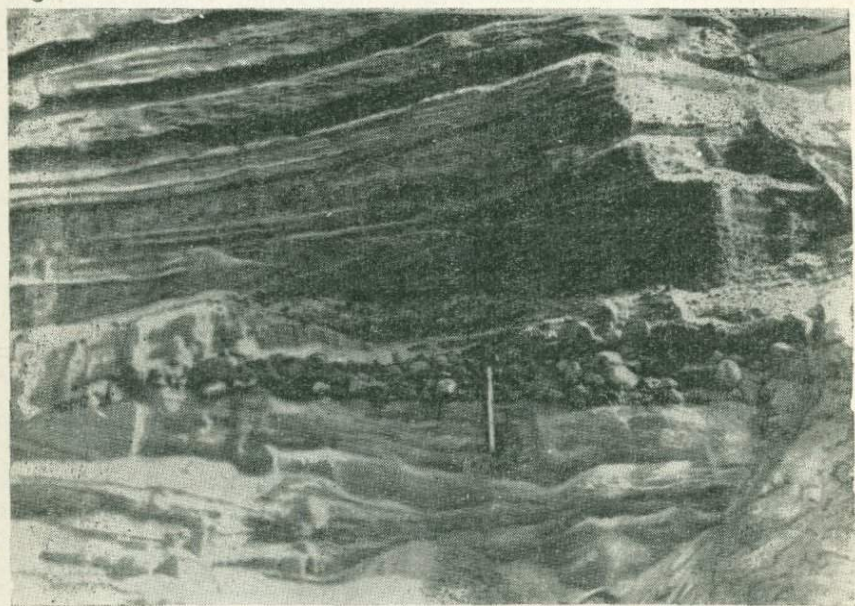
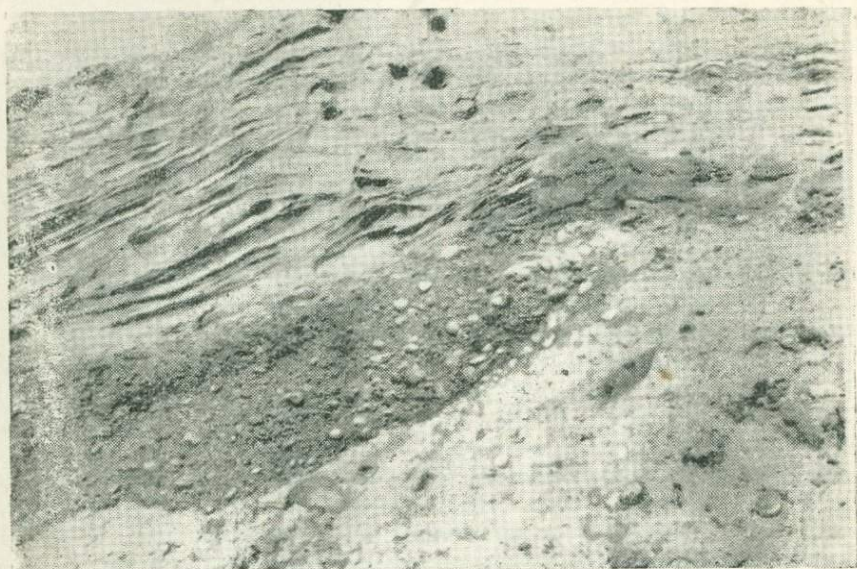


Рис. 10. Селеподобная морена среди водно-ледниковых отложений (фото Е. В. Рухиной и В. Д. Стрелица).

и многими другими. На необходимость учета солифлюкционных процессов неоднократно указывал К. К. Марков. По мнению К. К. Маркова, процессы солифлюкционно-делювиального преобразования морен играли большую роль в перигляциальных областях и, как он отмечает, их учет необходим при стратиграфических построениях.

В настоящее время происходит преобразование морен делювиальными процессами.

**Преобразование морен криогенными и почвенными процессами.** Преобразование морен криогенными и почвенными процессами выражается в изменении их текстурных особенностей, но не сопровождается перемещением обломочного материала на значительные расстояния, как это имеет место при преобразовании морен в результате растекания в виде жидкой грязи.

*Преобразование морен криогенными процессами.* В перигляциальной зоне материковых оледенений Европы по причине южного положения этой зоны и неблагоприятных климатических условий в целом, как отмечает К. К. Марков, А. Г. Костяев, А. И. Попов и другие, вечная мерзлота не была развита, однако здесь все-таки происходило сезонное промерзание отложений.

Морены часто преобразованы криогенными процессами, которые повлияли на их макро- и микротекстуры. Такие морены рассмотрены А. И. Поповым [73]. На Кольском полуострове некоторые из них отмечены А. Д. Армандом и В. Я. Евзеровым [1].

Промерзание морен обусловило появление в них полигональных, полосчатых и других текстур, которые наиболее хорошо выражены в верхних горизонтах морен. В таких моренах происходит перераспределение обломочного материала (но на незначительные расстояния) и нарушается первоначальное положение валунов и галек. Мерзлотные процессы изменяют физико-механические свойства морен.

Морены, преобразованные криогенными процессами, часто сочетаются с солифлюкционными отложениями. Как отмечает А. И. Попов, под влиянием промерзания возникают наложенные текстуры, они зависят от условий промерзания, степени увлажнения и однородности гранулометрического состава. Вода, замерзая, образует горизонтальные и вертикальные ледяные шпирь.

*Преобразование морен почвенными процессами.* Наиболее интенсивное преобразование морен почвенными процессами, естественно, протекает в поверхностных горизонтах. Процессы почвообразования изменяют гранулометрический и минеральный состав морен. Здесь происходит промывание морен кислыми растворами, в результате чего выщелачиваются карбонаты, частично происходит изменение структурных комплексов силикатных минералов, в связи с чем они могут перемещаться в виде суспензий, коллоидов и истинных растворов и здесь они попадают в сферу воздействия биогенных процессов.

В результате воздействия биогенных процессов возникают микроагрегаты, чему способствует слипание минеральных частиц под

воздействием почвенных коллоидов. В выветрелых моренах понижается концентрация карбонатов, повышается концентрация кварца, разрушенных минералов и агрегатов.

Изменения в составе морен в процессе почвообразования рассмотрены в работах К. И. Лукашева и С. Д. Астаповой [52]. Уменьшение содержания частиц  $< 0,01$  объясняется их вымыванием и коллоидным перераспределением тонкодисперсных минералов. Некоторые изменения наблюдаются в минеральном составе. В иллювиальном горизонте уменьшается содержание карбонатов, фосфатов, глауконита и тяжелых минералов. Среди них возрастает содержание устойчивых минералов (циркона, рутила, турмалина и др.). Появляются новообразования гидроокислов железа.

Как отмечает К. И. Лукашев [50], выветривание, геохимическая миграция и концентрация вещества заключается в изменении физико-механического состояния пород и новообразованных минералов (явления гидролиза, растворения, окисления, кристаллизации аморфных тел и т. п.) в перемещении путем вымывания, выщелачивания и коллоидного переноса, в обмене катионов между жидкой и твердой фазой — адсорбции и абсорбции, в образовании различных продуктов коры выветривания в зависимости от условий, в которых происходит процесс химического выветривания.

В ледниковых толщах неоднократно описаны горизонты выветрелых морен (А. И. Гайгалас, И. Я. Даниланс, А. Ю. Климашаускас, В. Я. Дзилна, К. Я. Спрингис, И. Г. Коншин, А. С. Савваитов и др.). Следы выветривания по изменению состава глинистых минералов выявлены в США. Они отмечены Д. Р. Муллино, Т. С. Николсом, Р. А. Спейером и др. Следы выветривания, почвообразовательных и криогенных процессов обуславливают появление в моренах не свойственных им первоначально микротекстур, которые помогают восстанавливать физико-географическую обстановку.

С. Д. Астапова, изучавшая процессы гипергенеза в моренах Белоруссии, отмечает, что в преобразованной морене содержание различных тяжелых минералов изменяется по сравнению с невыветрелой мореной. Она определила состав минералов трех фракций: мелкопесчаной, крупно- и мелкоалевритовой. В выветрелой морене увеличивается содержание циркона, турмалина, силлиманита, ставролита, граната, дистена и цоизита. Концентрация эпидота и ильменита наблюдается в мелкопесчаной и крупноалевритовой фракциях. Содержание карбонатов, биотита, глауконита и фосфатов в выветрелых моренах снижается, тогда как содержание гидроокислов железа уменьшается в песчаной фракции, что вызвано их дезинтеграцией. В крупноалевритовой фракции количество гидроокислов железа не изменяется, а в мелкоалевритовой повышается за счет новообразований.

В выветрелых моренах следы вторичного изменения хорошо заметны на зернах кварца, которые часто покрыты пленочками гидроокислов железа. Полевые шпаты, роговая обманка, пироксены и другие относительно неустойчивые минералы значительно более

выветрелы, чем в неизменной морене. Биотиты часто гидратизированы, ильмениты покрыты налетом окислов железа и т. п.

Некоторые геологи используют степень выветрелости морен в стратиграфических целях. Так, на основе этого признака выделялась гюнцская морена в области рейнского оледенения. Однако в настоящее время установлено, что этими признаками обладают не только отложения гюнцкого оледенения, но также дунайского и миндельского (E. Horst). Возрастное подразделение морен по степени выветрелости проводится также американскими геологами (R. White, S. Totton, G. Gross).

В некоторых разрезах отмечены древние коры выветривания до 1,5 м мощности и более, образовавшиеся в период межледниковья. В галечной фракции кор выветривания уменьшается содержание обломков карбонатов по сравнению с материнской мореной. Так, в одной из кор выветривания, распространенной в пределах Литвы [10, 11, 17], количество обломков кристаллических пород возрастает. При выветривании морен происходит выщелачивание, окисление и разрушение неустойчивых пород.

Морены кор выветривания обычно имеют красно-бурую окраску, тогда как невыветрелые морены, на которых развиваются коры выветривания, имеют часто серую окраску.

Исследования минералого-петрографического состава древней коры выветривания ресс-вюрмского межледниковья, проведенные А. И. Гайгаласом и А. Ю. Климашаускасом, показали, что в морене, не затронутой выветриванием содержание тяжелой фракции больше, чем в выветрелой. Уменьшается содержание пироксенов, апатита, увеличивается содержание циркона, рутила, ставролита, турмалина и др. Многие полевые шпаты сильно выветрелы, а общее их содержание снижается по сравнению с невыветрелой мореной. Отмечены изменения гранулометрического состава. Содержание песчаных частиц возрастает с 30 до 38—45%, а количество глинистых уменьшается с 40% до 25—30%.

Диagenетическое изменение морен сопровождается возникновением новообразований. Наиболее широко распространены железистые, марганцовые, кремнистые и в карбонатных моренах — карбонатные включения. Железистые новообразования представлены конкрециями, пленками на кварцевых и других зернах, в виде корочек вокруг корней растений, бобовин, а также в виде цемента.

В. В. Добровольский [25, 26] считает, что они образуются в результате реакции при диффузии кислорода, поступающего по корневым остаткам в закисную среду насыщенную водой морены. Микроскопическое изучение и химический состав железистых новообразований в верхних горизонтах морены показали, что новообразованные минералы метасоматически замещают лишь ее тонкодисперсную составляющую. Марганцовистые новообразования встречаются в виде примазок, черных пятен, дендритов и конкреций. Они представлены окристаллизованными и сажистыми разностями. В песчано-гравийных линзах железистые, реже марганцовистые соединения образуют

цемент. В моренах, измененных почвенными процессами, появляется опал, который образует псевдоморфозы по растительным остаткам. Морены, преобразованные почвообразовательными процессами, как правило, бескарбонатны или содержат незначительное их количество.

Подземные воды изменяют окраску морен, выщелачивают или цементируют их.

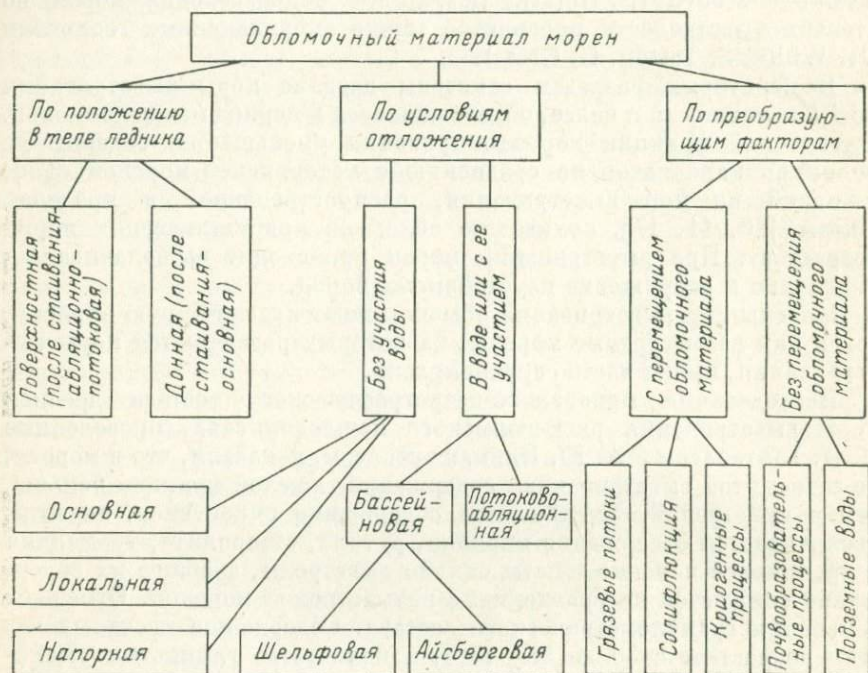


Рис. 11. Схема образования и преобразования движущихся и отложенных морен.

Цвет морены в значительной степени зависит от количества состава входящего в них железа. Соединения железа, содержащиеся обычно в очень незначительном количестве, в зависимости от степени окисления окрашивают отложения в различные цвета. В условиях окисления возникают красноватые и коричневатые тона. Они обусловлены выветриванием железистых минералов, находящихся в морене. Поэтому, чем интенсивнее происходит процесс окисления, тем «краснее» морены. В связи с этим среди морен, залегающих на поверхности, преобладают красно-бурые тона, часто вне зависимости от цвета подстилающих пород. В закисных условиях преобладают зеленовато-серые и синевато-серые тона. Они приурочены преимущественно к понижениям рельефа, где процесс восстановления (отгееения) ниже уровня грунтовых вод изменяет красно-бурую окраску на зеленовато-серую. Именно этим объясняется преобла-

дание красных токов в моренах относительно молодых и серых — среди древних, перекрытых более молодыми. На цвет морен влияют ландшафтно-геохимические условия. Так, за полярным кругом развиты серые морены, южнее — коричневатые и красно-бурые.

Подземные и поверхностные воды обуславливают изменение карбонатности морен. Выщелачиваются преимущественно верхние горизонты.

Интересные результаты по цементации морен Кольского полуострова (Хибинский и Ловозерские щелочные массивы) приводят А. А. Арманд и В. Я. Евзеров [1]. Базальный и поровый цементы представлены аллофаном или опалом, выпадающими из растворов, циркулирующих в четвертичных породах. По мере выщелачивания нефелина в раствор переходят глинозем и кремнезем. При понижении рН раствора и его испарении происходит выпадение опала и аллофана из грунтовых и трещинных вод.

Вторичные преобразования более ярко выражены в древних моренах по сравнению с молодыми, что связано с длительностью воздействия диагенетических процессов. Они отражают, как подчеркивает В. В. Добровольский, ландшафтно-геохимические условия и должны привлекать пристальное внимание геологов-четвертичников.

Суммируя все вышесказанное, отметим еще раз, что литология морен зависит от состава питающих провинций, положения обломочного материала в теле ледника, от условий отложения и преобразующих факторов, что иллюстрируется рис. 11 и табл. 4.

## ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В эту группу входят флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения.

Как отмечалось выше, талые воды сопутствуют краевой зоне как при наступлении ледника, так и при его «отступании». Причем роль их в регрессивную фазу, когда флювиогляциальные воды «отступают» за ледником, проявляется значительно резче и отражается в рельефе.

Флювиогляциальные отложения распространены часто за пределами области, покрывавшейся породившим ее ледником. При подразделении флювиогляциальных отложений необходимо установить место скопления материала, т. е. выяснить, происходило ли оно во внутрiledниковой, внеледниковой или краевой зонах. К внутрiledниковой области и к краевой зоне приурочены флювиогляциальные отложения, слагающие озы и линзы в моренных толщах. В краевой области они образуют конусы выноса, дельты и маргинальные озы. Озерно-ледниковыми отложениями во внутрiledниковой области сложены звонцы. В строении камов принимают участие как флювиогляциальные, так и озерно-ледниковые отложения.

Литологическая характеристика различных типов морен

Характеристика	Морены, отложенные без участия воды				Водные морены			
	Основная		Локальная		Напорная	Потоково-абляционная	Бассейновая	Селеподообразная
	на кристаллических породах	на осадочных породах	на кристаллических и карбонатных породах	на песчано-глинистых породах				
Содержание крупнообломочного материала, % . . . . .	30	10	30	10	10—60	30	10	30
Содержание валунов с ледниковой обработкой, % . . . . .	10	3	10	5	5	3	3	3
Отторженцы . . . . .	+		++	+++	—	—	—	—
Соотношение эрратического и местного материала . . . . .	Эрратический	Местный	Эрратический	Местный	Эрратический, местный	Эрратический, местный	Эрратический, местный	Эрратический, местный
Гранулометрический состав мелкозема . . . . .	Супеси, суглинки	Супеси, суглинки, глины	Супеси, глины	Суглинки	Супеси, суглинки, глины	Пески, супеси	Супеси, суглинки, глины	Супеси
Выход тяжелой фракции, % . . . . .	1	1	1	1—0,5	1—0,5	1	1	1
Ориентировка удлиненных обломков . . . . .	+		—		—	—	—	—
Уплощенные обломки расположены параллельно подошве слоя . . . . .	—		—		—	+	+	+
Текстуры . . . . .	Хаотическая, в верхней части тощ полигональная		Захвата, полосчатая		Сланцеватая, глянцоскладки	Горизонтальная косая, слабо выраженная	Горизонтальная слабо выраженная	

Во внеледниковой области они образуют заандры. Озерно-ледниковые отложения здесь широко распространены и приурочены к бывшим локальным и региональным водоемам.

### Водно-ледниковые отложения внутриледниковой области

Флювиогляциальные отложения. Образование талых вод начинается на поверхности льда, где они образуют потоки, но затем проникают по трещинам в тело ледника и спускаются до его подошвы.

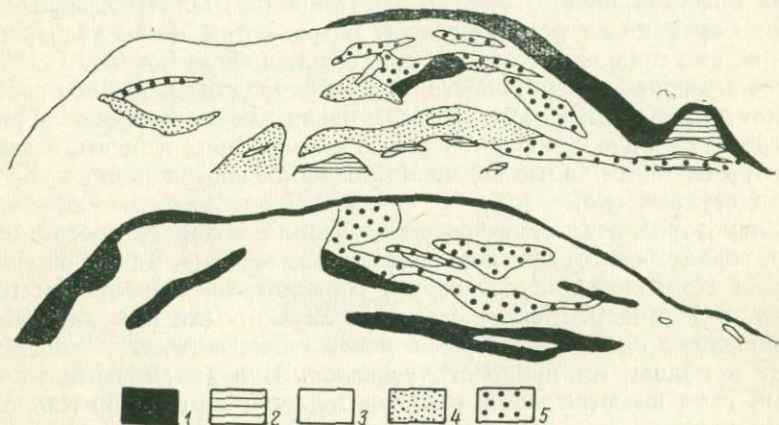


Рис. 12. Схематические продольные профили озера, расположенные друг от друга на расстоянии 20 м.

1 — суглинок; 2 — алеврит; 3 — мелкозернистый песок; 4 — грубозернистый песок; 5 — гравий, галька, валуны.

В зависимости от положения флювиогляциальных потоков в теле ледника (в разрезе) они подразделяются на на-, внутри- и подледные. После того, как ледник растает, они образуют озы.

*Озы.* Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений в озах как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях меняется в очень широких пределах: от валунника до мелкозернистых песков и алевритов (рис. 12). Отмечается частое переслаивание гравийно-галечного материала с песками. Для крупнозернистых отложений, слагающих озы, характерна слоистость потокового типа. В однородных мелкозернистых песках и в особенности алевритах часто наблюдается горизонтальная слоистость и слоистость типа знаков ряби, а в склоновых частях некоторых озера — «облекающая» слоистость.

Другими словами, происходит тесное переплетение типичных потоковых отложений с отложениями спокойных водоемов. Среди флювиогляциальных отложений, слагающих озы, почти всегда присутствуют селеподобные морены. Они выделяются в обнажениях по своему составу (резкое преобладание валунно-галечного материала,

цементация железистыми соединениями и др.) и свидетельствуют о дополнительном периодическом поступлении разжиженного моренного материала, переносимого не флювиогляциальными, а грязевыми потоками, что могло быть вызвано внезапным изменением рельефа поверхности ледника, провалами кровли туннелей [82], в связи с чем к ним иногда приурочены кости наземных млекопитающих, погибших при таких внезапных провалах (район ст. Шапки, Кирсино и др.).

Изучение соотношения селеподобной морены с типичными флювиогляциальными отложениями помогает выявить определенные этапы в формировании озов и восстановить палеогеографические условия времени их формирования. Встречаются линзы айсберговой морены, они тоже часто дают начало селеподобной морене.

Все это обусловлено непостоянством гидродинамического режима потоков, временными запрудами, вызванными обвалами ледяных берегов или сводов туннелей, а также заполнением осадками трещин, по которым текли талые воды. Часто наблюдаются мелкие сбросы, иногда ступенчатые.

В некоторых озях отмечена определенная закономерность в изменении зернистости от их «верховьев» к «низовьям». Такие озы известны на Кольском полуострове, в Карелии, на Карельском перешейке, в долине р. Шелони и в Прибалтике. Для них характерно преобладание однонаправленной косой слоистости, что свидетельствует в пользу их руслового генезиса. В верхней части многих озовых гряд имеются «покрышки» потоково-абляционной или селеподобной морен.

Петрографо-минералогический состав флювиогляциальных отложений зависит от состава морены, за счет размыва которой они образовались. Так, в озях, приуроченных к районам распространения морен, залегающих на девонских песчаниках, отмечены гальки этих пород, в районе распространения карбонатных пород (ордовика, девона и карбона), а следовательно, и морен распространены гальки и валуны карбонатных пород. В районе распространения мергелистых пород в озях встречены гальки мергелей (несмотря на их неустойчивость), что свидетельствует об относительно кратковременном переносе.

В некоторых районах флювиогляциальные отложения размывают всю толщу подстилающей морены и углубляются в коренные породы. Крупные фракции отложений, слагающих такие озы, в значительной степени представлены обломками местных коренных пород (В. М. Куршс, С. С. Шульц, Б. Н. Можаяев и др.).

Расположение озов в плане, за исключением наледных, в значительной степени зависит от неровностей подледного рельефа. Ориентировка и расположение озов Карелии совпадает с основными тектоническими линиями (Г. С. Бискэ). Подобная же зависимость отмечается и на Кольском полуострове, где образование озов связано с молодыми тектоническими разломами и подвижками вдоль них. Г. С. Бискэ считает, что активное движение субстрата обусло-

вило появление трещиноватости в теле ледника и расположение озов. Озы, распространенные на территории Польши, тяготеют к краевым зонам. Как отмечают польские геологи (Z. Michalska), ядра их возникли в результате аккумуляции обломочного материала в под- или внутриледниковых туннелях, реже в открытых трещинах. Формированию озов иногда предшествовал размыв коренных пород тальми водами.

Не будем останавливаться на истории их изучения. По этому вопросу существует огромная литература, которая кратко резюмируется Г. С. Бискэ [2], изучившей озы Карелии. Озы Эстонии детально изучены Э. Э. Ряхни [91], Латвии — Е. М. Куршсем [41], Польши — С. Радловской (S. Radlowska), З. Михальской (Z. Michalska) и многими другими.

К сожалению, их строению часто не уделяется достаточного внимания, несмотря на то, что многие озы эксплуатируются и вскрыты карьерами.

Если при своем зарождении флювиогляциальный поток находился на поверхности или внутри ледника, то в конечном счете, углубляясь и размывая свое русло, он достигал поверхности подстилающих пород и здесь использовал понижения подледного рельефа, которые он в значительной степени эродировал. Поэтому озы часто приурочены к ложбинам стока и рывинам. Извилистые озы Финляндии, как отмечает В. Таннер, обязаны своим происхождением наледным потокам талых вод, образовавшимся на поверхности отмирающего неподвижного льда. К главному озу присоединяются притоки. В плане такие озы напоминают меандрирующую реку. Они лишены моренной покрывки и сложены преимущественно песчаным материалом. Это русловые озы.

В общем образование озов связано с заполнением трещин, которые могут быть в различных частях ледника, но возникают обычно над перегибами рельефа ледникового ложа или на границе активного и мертвого льда.

Хотя морфология озов очень разнообразна, но к ним относятся лишь вытянутые в длину формы от десятков метров до 500 км (с учетом размывших участков). Это могут быть прямые гряды, напоминающие железнодорожную насыпь, иногда извилистые, очертания которых напоминают меандрирующую реку. Иногда они состоят из отдельных гряд и холмов (озовых центров), нанизанных на одно основание, и имеют четковидную форму. Многие озы принимают в себя «притоки» или образуются от слияния двух и более озов. Некоторые озы располагаются прямо в озерах, образуя очень узкие извилистые острова. «Низовья» озов иногда заканчиваются дельтами или конусами выноса. Некоторые озы образуют решетчатые системы.

Морфологическую классификацию озов на основе изучения их в Эстонии приводит Э. Ряхни [91]. Он подразделяет озы на узкие и широкие. Среди узких гряд по рельефу гребня Э. Ряхни выделяет симметричные гряды с острым гребнем, симметричные гряды с выпуклым гребнем, симметричные гряды с ровным (платообразным)

гребнем и др. Предложенная морфологическая классификация озёр несомненно представляет большой интерес, но, к сожалению, Э. Ряхни не приводит описания их строения.

О том, в каких условиях образовался озёр (на льду, внутри, подо льдом) или является ли он цепью конусов выноса, можно судить по рельефу и строению озёр.

Большое значение при изучении озёр имеет моренная покрывка. Наличие моренной покрывки указывает на то, что образование озера происходило, по всей вероятности, внутри ледника или подо льдом. Отсутствие этой покрывки не даёт однозначного ответа, так как оно может быть вызвано вторичными процессами — размывом, сползанием, но тогда остатки покрывки должны увеличиваться в мощности и сохраняться в пониженных участках рельефа.

Морфология озёр и связь с подстилающим рельефом помогает установить их генезис. Так, меандрирующие озёра являются наледными образованиями. В таких же условиях образовались озёра, пересекающие неровности подстилающего рельефа. Приуроченность озёр к ложбинам стока и рытвинным озерам говорит о подледном их происхождении. Как правило, эти озёра имеют моренную покрывку. Четковидные озёра и приуроченные к ним скопления валунно-галечного материала представляют собой в большинстве случаев конусы выноса и дельты флювиогляциальных потоков. Нередко озёра переходят в камы. Характеристика озёр различного происхождения приведена в табл. 5. В интергляциальной зоне флювиогляциальные отложения не всегда образуют озёра.

Внутриледниковые потоки, протекавшие по туннелям, оставляют свои следы в виде песчаных линз различной мощности, в которых наблюдается слоистость потокового типа. В распределении линз различного гранулометрического состава не удаётся подметить каких-либо закономерностей. Они включены в разновозрастные моренные толщи; часто подстилают абляционную морену. Количество песчаных линз и прослоев в морене, как отмечалось выше, возрастает обычно по мере приближения к краю ледника, по направлению к которому количество водных потоков резко увеличивалось. В краевой зоне флювиогляциальные отложения обычно преобладают над мореной. Поэтому широкое распространение флювиогляциальных отложений указывает на приближение к краевой зоне, где происходило наиболее интенсивное таяние ледника, или к зонам, в пределах которых ледник был разбит на ряд трещин. Многие краевые образования почти целиком сложены флювиогляциальными отложениями. К краевым зонам приурочены маргинальные озёра. В их поперечных сечениях намечается некоторая закономерность в распределении обломочного материала. К ядру таких озёр приурочен обычно наиболее крупный материал, к боковым частям он переходит в песчаный.

Флювиогляциальные отложения, слагающие камы, представлены гравийно-песчаным материалом с валунно-галечными прослоями и линзами, в которых обычно преобладает косая, диагональная и перекрестная слоистость с большими углами падения.

Форма, гранулометрический состав и текстурные особенности флювиогляциальных отложений внутриледниковой области и краевой зоны

Генезис	Моренная по- крышка	Грануломет- рический состав	Типы слоистости	Рельеф
Налед- ные озы	Нет	Преобладают мелкозерни- стые пески	Пологая, косая	Гряды с очертаниями ме- андрирующей реки. На их расположение подсти- лающий рельеф не ока- зывал влияния, а лишь рельеф поверхности лед- ника
Подлед- ные озы	Есть	Изменяется в широких пре- делах от га- лечника до алеврита	Косая, обле- гающая. В линзах алеври- тов горизон- тальная и ти- па знаков ряби	Четко выраженные гряды. Часто изгибаются парал- лельно ложбинам стока. На их распространение подстилающий рельеф оказывал влияние
Конусы		Изменяется в широких пре- делах от ва- лунов до мелкозерни- стых песков	Косая с боль- шими углами падения	Конусовидные повышения, пологонаклонные к ди- стальному краю с термо- карстовыми воронками и неглубокими ложбинами. На их положение влияли подстилающий рельеф и обусловленное им изме- нение скоростей течения

Камы, сложенные песчано-гравийно-галечным материалом, имеют часто конусовидную форму или форму удлинённых холмов с округлыми вершинами. Относительная высота их колеблется в пределах от 5 до 15 м. Для них характерны крутые склоны (30—40°). Такие «камь» представляют собой, вероятно, флювиогляциальные дельты.

В районах распространения гравийно-песчано-алевритового материала, накопление которого происходило, вероятно, с большой скоростью, четко выражены термокарстовые котловины. Образование их было вызвано захоронением айсбергов и последующим их таянием. Термокарстовые воронки иногда разбросаны хаотически и образуют замкнутые котловины на относительно ровных плато, иногда располагаются четковидно и свидетельствуют о захоронении айсбергов, переносимых потоками.

Озерно-ледниковые отложения. Литология отложений внутриледниковых водоемов весьма своеобразна и характеризуется большим постоянством. Отсутствие фациальных изменений, по всей вероятности, объясняется тем, что они отлагались в озерах, окруженных ледяными берегами. Такие отложения слагают звонцы и некоторые камы.

Пластичные глины, алевроиты, реже тонкозернистые пески слагают некоторые водораздельные плато («звонцы», по терминологии Д. Б. Малаховского и др.). Они залегают обычно на морене, выступы которой местами образуют острова среди озерно-ледниковых отложений, как бы «протыкая» их. В связи с чем мощность озерно-ледниковых отложений варьирует от нескольких сантиметров до 10 м и более.

Наиболее распространены пластичные глины шоколадного (Судомская возвышенность, Карельский перешеек и др.) и светло-зеленого (Великие Луки и др.) цвета.

Гранулометрический состав отложений в пределах каждой возвышенности или группы возвышенностей, распространенных в одном районе, весьма постоянен. Частицы крупнее 0,1 мм в поперечнике отсутствуют или образуют очень тонкие (1—2 мм) прерывающиеся горизонтальные прослойки.

Идеальная сортировка материала свидетельствует или о значительном расстоянии исследуемых районов от береговой линии или о том, что в данный район с суши (в данном случае, вероятно, в основном с ледяных берегов) поступало незначительное количество обломочного материала, который осаждался в спокойных водоемах. Это же подтверждается малой фациальной изменчивостью отложений по площади и в разрезе.

Минеральный состав легкой фракции (0,1—0,01 мм) изменяется в незначительных пределах во всех изученных районах. В легкой фракции преобладает кварц, который составляет обычно около 90%. На втором месте стоят полевые шпаты (около 10%) и слюды (2—3%). Тяжелая фракция содержится в весьма незначительном количестве 0,05% и не превышает 0,8%. В тяжелой фракции среди прозрачных минералов преобладает зеленая роговая обманка (15—20%), максимальное содержание которой отмечено в наиболее северных районах распространения водораздельных плато. Содержание граната непостоянно (10—30%). В незначительном количестве встречены минералы группы эпидота, циркона, единичные зерна рутила, ставролита, лейкоксена, сфена и др.

Глинистые минералы представлены гидрослюдами, местами с незначительной примесью каолинита (Судомская возвышенность).

В районах распространения карбонатных коренных пород описываемые отложения карбонатны. В общем карбонатность колеблется в широких пределах (от 0 до 20%) и часто возрастает с глубиной. Среди озерно-ледниковых отложений, слагающих водораздельные плато, встречены пресноводные диатомовые водоросли, характерные для современных северных озер с прозрачной водой, пыльца и споры приледниковой растительности (А. И. Спиридонов). Рассматриваемые платообразные возвышенности приурочены к краевым зонам и межлопастным массивам. Такие плато отмечены на Онежско-Ладожском перешейке, на Валдайской, Лужской, Судомской, Бежаницкой, Хааньяской, Видземской, Жемайтийской и других возвышенностях. Они обычно сочетаются с крупнохолмистым моренным рельефом

и камами и характеризуются наибольшими абсолютными отметками.

Характерной особенностью таких плато является наличие крутых склонов с хорошо выраженными бровками и четкими перегибами у основания. Склоны расчленены короткими, но глубокими оврагами. Платообразные возвышенности окружены плоскими котловинами и равнинами, часто занятыми озерами.

В геологической литературе они фигурируют под различными названиями. К. К. Марков применил к ним термин «камовое плато», подчеркивая этим их тесную связь с камами, которые обычно причленяются к плато. В. Я. Филлипович назвала их высокими островными участками, так как в районах распространения плато они имеют максимальные высоты. А. А. Алейников описал эти возвышенности как «конечноморенные плато», подчеркивая приуроченность их к краевым зонам. А. Н. Александрова назвала их «озерно-ледниковыми массивами». А. И. Апухтин применяет к ним термин «водно-ледниковых платообразных возвышенностей», оттеняя, как и А. Н. Александрова, водный генезис слагающих их отложений. А. И. Яунпутинь именует их «озерно-ледниковыми плато». С. С. Шульц, Б. Н. Можаяев, А. А. Рукояткин и другие [105] относят их к «плоским и высоким водоразделам», учитывая их водораздельное положение. Д. Б. Малаховский именует их «звонцами» по географическому названию д. Звонец (Новгородской обл.), расположенной на одном из наиболее крупных и типичных озерно-ледниковых плато [20].

Установить происхождение водораздельных плато помогает анализ слагающих их отложений.

В основании плато залегает обычно морена, кровля которой находится на больших абсолютных отметках по сравнению с окружающими равнинами. Мощность ледника в пределах современных равнин была больше, чем на повышениях, и при таянии ледника первыми освобождались повышенные участки. К ним были приурочены внутриледниковые озера, вероятно, с ледяными берегами. В эти озера талые воды сносили с окружающего льда тонкий обломочный материал, который и слагает верхнюю часть плато. Отсутствие крупнообломочных частиц в озерно-ледниковых отложениях объясняется тем, что стаивала преимущественно верхняя часть ледника, обычно бедная включениями. Более насыщенная обломочным материалом нижняя придонная часть ледника вытаивала в пределах современных равнин, окружающих плато, где обычно под маломощными водными осадками, а часто и непосредственно с поверхности залегают валунные суглинки.

Четкие контуры плато обязаны, по всей вероятности, не только стаиванию подпиравшего ледниковые озера мертвого льда, но и последующей абразии водных бассейнов, занимавших котловины и частично перекрывавших равнины, окружающие плато. Валунные суглинки, распространенные на прилежащих равнинах, часто перекрыты более молодыми озерно-ледниковыми осадками, а к понижениям и сейчас приурочены озера.

Звонцы также, как камы и озы, относятся к ледниковым формам, связанным с мертвым льдом.

Как отмечает Д. Б. Малаховский [20], они приурочены к средним межлопастным массивам, заложение которых определялось существованием крупных выступов древнего рельефа.

*Камы.* Под камы понимают холмы, имеющие округлую или слегка вытянутую форму, разобщенные замкнутыми котловинами. Они располагаются часто на окраинных частях возвышенностей. Иногда скопления камов образуют камовые гряды, длина которых достигает нескольких километров при ширине около километра. В краевых зонах они образуют камовую «конечную морену». Встречаются и одиночные камы. Камы часто ассоциируются с озами.

В строении камов принимают участие озерно-ледниковые, реже флювиогляциальные отложения. Поэтому при характеристике камов необходимо отмечать, какими отложениями они сложены, и выделять камы, сложенные озерно-ледниковыми, флювиогляциальными отложениями, а при наличии тех и других — смешанные.

Наиболее широко распространены в камах озерно-ледниковые отложения, представленные алевритами, глинами, тонкозернистыми песками. Такие отложения часто называют «камовыми», но поскольку камы могут быть сложены и песчано-гравийно-галечным материалом, применение такого термина представляется нами неправильным.

Для глинисто-алевритовых пачек характерна горизонтальная слоистость. В тонко- и мелкозернистых песках наблюдается слоистость типа знаков ряби, указывающая (так же как и горизонтальная) на то, что отложение материала происходило в водных бассейнах, по всей вероятности обрамленных ледяными берегами. После стаивания ледника они сохранялись в форме холмов. Некоторые камовые массивы, сложенные озерно-ледниковым песчано-алевритовым материалом, обладают холмистым рельефом, обусловленным эрозией, часто кратковременной (балочного типа).

В строении некоторых камовых массивов и одиночных камов принимают участие как озерно-ледниковые, так и флювиогляциальные отложения. Такие камы А. А. Юргайтис [107, 108, 109] относит к смешанным. Некоторые камы сложены несколькими озерно-ледниковыми толщами.

Такое строение камов указывает на то, что выработка их рельефа происходила значительно позже отложения слагающего их материала. Анализ форм рельефа указывает на большую роль в образовании его кратковременных потоков, которые размывали податливые песчаные толщи, еще лишенные сплошного растительного покрова.

Разнообразие камовых форм и слагающего их материала предопределялось доледниковым рельефом, обусловившим характер отмирания ледника, степенью его трещиноватости, динамикой потоков, переносимых обломочный материал, и размерами и положением водоемов, в которых происходила седиментация. К образованиям, которые называют камами, относят формы рельефа различного генезиса.

Р. Флинт [102], изучавший камы, отмечает, что термин «кам» применяется к холмам, сложенным слоистыми отложениями, «образованными на контакте с ледником». Они возникают также при заполнении трещин в леднике и тогда образуют короткие гряды. Р. Флинт отмечает, что существует, во всяком случае, не менее двух путей образования камов. Камы образуются в результате отложения обломочного материала на поверхности или в трещинах мертвого или почти мертвого льда. После его таяния обломочный материал остается на месте. Другой тип образования камов возникает вблизи края ледника и представлен небольшими конусами выноса. Аналогичная форма, представляющая собой короткую гряду, возникает при заполнении наносами трещин в леднике.

### Водно-ледниковые отложения перигляциальной зоны

К ледниковым краевым образованиям с дистальной стороны примыкает перигляциальная зона, проксимальная часть которой называется предфронтальной. В ее строении главная роль принадлежит флювиогляциальным и озерно-ледниковым отложениям.

В строении предфронтальных зон различных оледенений и их стадий соотношение между распространением флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений не остается постоянным. Внеледниковые флювиогляциальные отложения слагают конусы выноса и зандры, которые образуются за счет их слияния. Они принимают также участие в строении дельт, в которых помимо флювиогляциальных отложений распространены также озерные. В перигляциальной зоне среди водно-ледниковых отложений распространены пологодно-ледниковые осадки, возникающие в условиях открытого ложбинного стока.

Конусы выноса, дельты и ложбины стока приурочены к проксимальной части предфронтальной зоны. Образование конусов выноса имеет место только в том случае, когда разгрузка обломочного материала, приносимого потоками, происходит не в водном бассейне. При разгрузке его в водных бассейнах образуются дельты. Дельты, так же как и конусы выноса, приурочены к предфронтальной части перигляциальной зоны. Поскольку дельты возникают при разгрузке обломочного материала, приносимого водными потоками в водоеме, в их строении помимо флювиогляциальных отложений принимают участие озерные.

В том случае, когда предфронтальная зона обладала относительно ровным рельефом, полого наклоненным в дистальном направлении, потоки могли свободно растекаться по обширной территории, не образуя постоянных водотоков и русел. Их отложения образовывали зандры.

Зандры оконтуривают краевые ледниковые отложения лишь на таких участках, где край ледника был активным, и образуют полосы в несколько десятков километров. Зоны мертвого льда не сопровождаются зандровыми полями.

При затруднительном стоке талых вод и в том случае, когда край ледника граничил с водным бассейном, зандры в предфронтальной зоне отсутствуют. При такой обстановке возникают приледниковые локальные (занимающие незначительные площади) и региональные, широко распространенные по площади озера. При свободном ложбинном стоке в перигляциальной области возникают половодно-ледниковые осадки, близкие по своему происхождению к осадкам проточных озер, которые занимают обширные площади.

Из изложенного следует, что предфронтальные образования зависят от динамики ледника и условий его деградации, режима потоков талых вод, рельефа предфронтальной зоны, обуславливающего наличие или отсутствия свободного стока. Поскольку перечисленные факторы не оставались постоянными для различных оледенений и их стадий, специфику последних можно восстановить по изучению предфронтальных образований, указывая их с соответствующими краевыми ледниковыми зонами.

**Флювиогляциальные отложения.** *Конусы выноса и дельты* приурочены к проксимальной части предфронтальной зоны. Они примыкают к краевым ледниковым образованиям и возникают за счет выноса обломочного материала под-, внутри- и надледными потоками. Потоки, протекавшие подо льдом, обладали гидростатическим давлением, производили большую эрозионную работу и переносили большое количество обломочного материала, приуроченного в основной своей массе к придонным частям ледника. При выходе на дневную поверхность у края ледника подледниковые потоки (так же как и внутриледниковые) теряли напор и переносимый ими обломочный материал отлагался в виде конусов выноса или дельт.

Конусы выноса и дельты возникали и при разгрузке наледных потоков, которая происходила также при резком снижении скорости потока, вызванной падением его с края ледника на поверхность, находившуюся гипсометрически значительно ниже. Размеры конусов выноса и дельт зависели от мощности потоков, их скорости и количества переносимого ими обломочного материала. Они полого наклонены к дистальному краю, выраженному в рельефе обычно резким перегибом. В плане конусы выноса и дельты имеют веерообразные очертания. Образование конусов выноса имеет место только в том случае, когда разгрузка обломочного материала, приносимого потоками, происходит не в водном бассейне. При разгрузке потоков в водном бассейне образуются дельты. В их строении помимо флювиогляциальных отложений принимают участие озерные, которые приурочены в основном к дистальной части дельт.

Отложения, слагающие конусы выноса и дельты, представлены песками различной зернистости и гравийно-галечным материалом (рис. 13).

Гранулометрический состав слагающих их отложений очень невыдержан. К проксимальной части приурочен более крупный материал, включая валуны до 1 м в поперечнике, к дистальной —

более мелкий. Здесь распространены пески различной зернистости (от крупно- до мелкозернистых, с включением прослоев гравия) и алевриты. Это объясняется тем, что наиболее тонкий материал, выносимый флювиогляциальными потоками, переносился на большие расстояния. Алевритовые и глинистые частицы при впадении потока в водоем переносились во взвешенном состоянии в его центральные части и служили источником для глинистых осадков. Более грубый материал (валунно-галечный, гравийный и крупнозернистые пески) сгружался у устья потока в связи с резким падением скорости его течения.

В проксимальной части дельт отмечается чередование галечного и гравийного материала (рис. 14). Наблюдается косая слоистость дельтового типа. Углы падения в дистальной части колеблются от 5 до 15°, в проксимальной возрастают до 20—30° (рис. 15). Отмечается зависимость между величиной угла падения и гранулометрическим составом. Грубо- и крупнозернистые пески с гравийно-галечными прослоями наклонены под большими углами, чем средние и мелкозернистые. Направление падения косых слоев совпадает с положением уплощенных галек и валунов. В дистальной части дельт распространены прослои горизонтальнослоистых мелкозернистых песков и алевритов. Прослои, представленные грубым материалом, часто сцементированы солями железа в довольно плотный конгломерат. Схема строения дельты приведена на рис. 16. Петрографо-минералогический состав отложений зависит от состава морен, которые послужили материнским материалом для флювиогляциальных отложений. Аналогичное строение дельт отмечено на территории Латвии [24] и в других районах.

В том случае, когда предфронтальная зона имела относительно ровный рельеф, пологонаклоненный в дистальном направлении, потоки могли свободно растекаться по обширной территории, не образуя постоянных водотоков, а следовательно, и русел. Их отложения образовывали зандры.

*Зандры.* Гранулометрический состав отложений, слагающих зандры, варьирует в широких пределах как по площади, так и в разрезах; от песчано-гравийного до алевритового. От отложений, слагающих озы, он отличается пониженным содержанием валунно-галечной фракции. В проксимальной части зандров преобладают грубозернистые отложения, в дистальной — мелкозернистые. У краевой ледниковой зоны зандры сложены преимущественно гравийно-песчаным материалом. Валунно-галечная фракция составляет здесь 30—70%. По мере удаления от краевой зоны гравийно-песчаный материал сменяется средне- и мелкозернистым. Содержание валунно-гравийных фракций снижается до 2—5%. Несмотря на непостоянство гранулометрического состава, главные максимумы кривой распределения в проксимальной части падают на фракции 1,0—0,5 и 0,50—0,25 мм. В дистальной части преобладают, как отмечалось выше, фракции 0,25—0,10 и 0,1—0,01 мм. Содержание фракции менее 0,01 мм не превышает единиц процента.

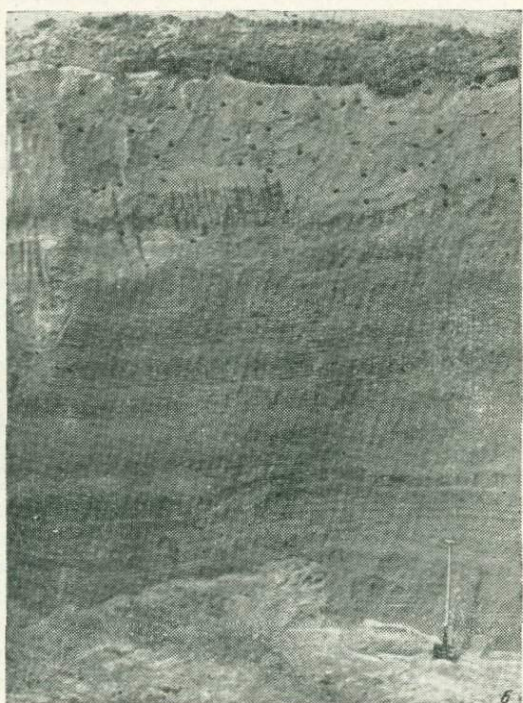


Рис. 13. Водно-ледниковые отложения, слагающие  
камь: а — Карельский перешеек (фото В. С. Коф-  
мана); б — Южная Литва (фото А. Микалаускаса).

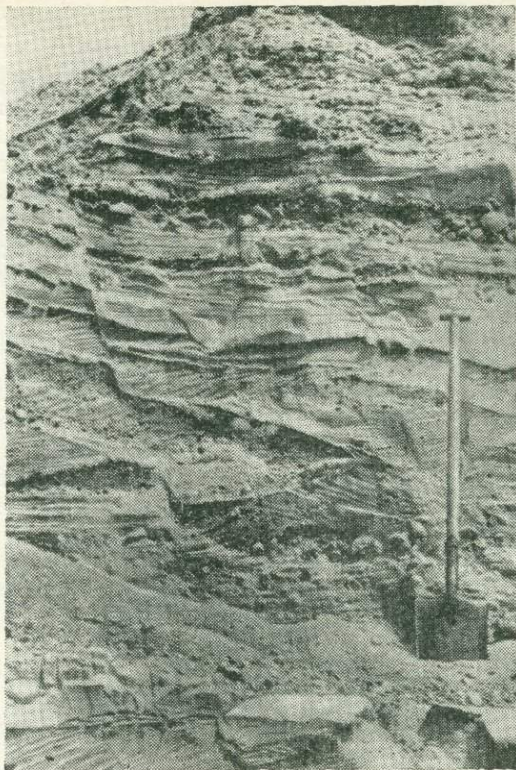


Рис. 14. Строение дельты. Южная Литва (фото А. Микалаускаса).

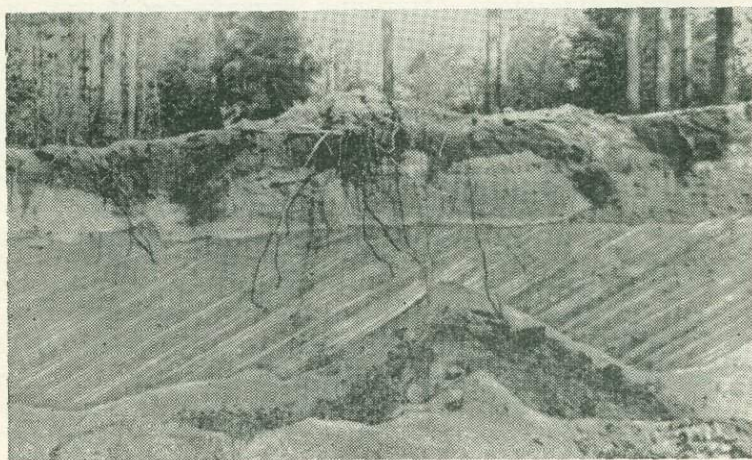


Рис. 15. Строение конуса выноса в проксимальной части. Южная Литва (фото А. Микутене).

Изменение гранулометрического состава в зандрах обусловлено непостоянством режима водных потоков, который зависел в основном от интенсивности таяния ледника, уклона предфронтальной поверхности и длительности переноса обломочного материала. Аналогичные изменения гранулометрического состава отмечены в отложениях, слагающих современные зандры. К их проксимальной части приурочен валунно-галечный материал, в средней — преобладает галечно-песчаный и в дистальной части — песчано-алевритовый.

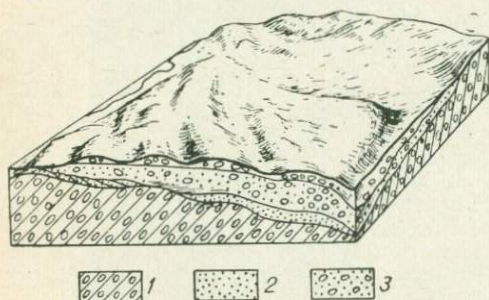


Рис. 16. Схема строения дельты (по И. Я. Данилану и К. А. Лука).

1 — моренный суглинок; 2 — разнозернистый песок с галькой; 3 — гравий и галька.

размыва которых они образовались. Так, зандры, приуроченные к предфронтальной полосе вепсовской стадии в пределах распространения каменноугольных карбонатных пород, содержат обычно обломки этих пород в валунно-галечной фракции (до 20%). Количество же карбонатных пород в соответствующей им по возрасту морене, распространенной в краевой зоне, составляет 30% и более. Аналогичные данные приводятся и для зандров, распространенных в Прибалтике. Так, на территории Литвы зандры, связанные с южно-литовской фазой оступания ледника, содержат обломки девонских доломитов, пермских известняков, меловых мергелей и других осадочных пород, включенных в соответствующую им по возрасту морену.

Содержание тяжелой фракции в отложениях, слагающих зандры, колеблется в больших пределах. Для зандровых отложений вепсовской стадии тяжелая фракция составляет 0,8—1,3%. Намечается тенденция к увеличению содержания устойчивых минералов (циркон, рутил и др.) в дистальном направлении. Так, в проксимальной части зандрового пояса циркона содержится около 6%, а в дистальной — около 10%. В общем же состав как тяжелой, так и легкой фракции существенно не отличается от состава морен. Некоторые отличия наблюдаются в петрографическом составе валунно-галечного материала, приуроченного к селеподобным моренам (отложениям оплывневой фазы А. П. Микалаускаса, которые широко распространены среди отложений зандров в их проксимальной части. В них, по сравнению с одновозрастными моренами, увеличивается содержание кристаллических хорошо окатанных валунов и галек с 70% (в основной морене) до 85% (в селеподобной морене).

По нашему мнению, это обусловлено тем, что селеподобные морены образовались главным образом за счет растекания в виде жидкой грязи абляционной, а не основной морены. Абляционные морены, как известно, содержат больше эрратического материала, чем основные. Некоторые исследователи считают, что увеличение содержания валунов и галек кристаллических пород в селеподобной морене вызвано разрушением и растворением галек и валунов, представленных менее устойчивыми осадочными породами.

Мощность флювиогляциальных отложений, составляющих зандры, колеблется в больших пределах. Максимальные мощности наблюдаются в проксимальной их части (около 20 м). Здесь же отмечена косая слоистость потокового типа, с углами падения, направленными к дистальной части, до 15—18°. В дистальной части, где мощность зандров снижается до 1—2 м, преобладает пологая слоистость с углами падения 5—8°. Она чередуется с пачками горизонтальнослоистых алевритов (рис. 17).

Литологическое изучение флювиогляциальных отложений, составляющих зандры, позволяет не только уточнить условия деградации ледника, но и установить определенную этапность этого процесса. В этом отношении большая работа проведена литовскими геологами (А. П. Микалаускас и др.), выделившими различные фазы в образовании зандров. Наличие в разрезах зандров нескольких горизонтов селеподобной морены, как отмечает А. П. Микалаускас [18, 65, 66, 67], свидетельствует о неоднократном формировании зандров, соответствующих различным положениям ледникового края, и дает полное основание относить их к полигенетическим.

В рельефе зандры представлены плоскими конусами выноса, иногда расчлененными ложбинами, которые располагаются

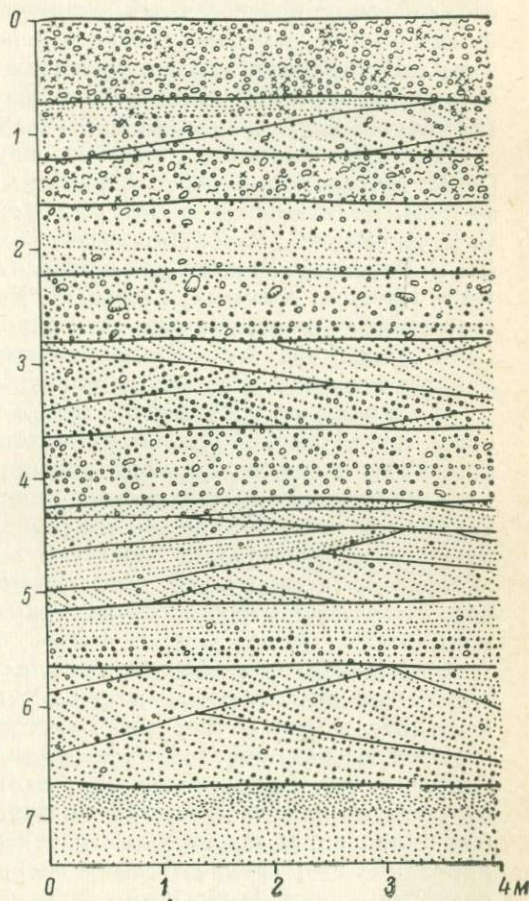


Рис. 17. Строение зандров. Юго-Восточная Литва (по А. П. Микалаускасу).

большей частью радиально и осложнены термокарстовыми воронками.

В проксимальной части зандры по своим высотам не очень резко отличаются от краевой части ледниковой зоны, но по мере удаления от нее быстро выполаживаются и переходят в слабоволнистую равнину. В поверхностных горизонтах зандров обычно отмечаются следы криотурбаций, свидетельствующие об их промерзании в перигляциальных условиях (А. Б. Басаликас).

Большое внимание уделено изучению зандров литовскими (А. П. Микалаускас, А. А. Юргайтис, А. И. Гайгалас, В. К. Гуделис, В. К. Климавичене и др.), белорусскими (З. А. Горелик, С. Г. Дромашко, Э. Д. Мишагова, Э. А. Левков и др.), эстонскими (А. В. Раукас, Э. Ряхни и др.) и польскими (Degorska, Calon, Iewtuchowich, Cherska, Nowicka, Liberacki, Newirowski) геологами. Зандры, связанные с современными оледенениями на Шпицбергене, изучены С. С. Ружицким, А. С. Щупричинским, Ю. А. Лаврушиным и др. Зандры ледников Исландии описаны В. Вольдштедтом.

**Озерно-ледниковые отложения.** Как отмечалось выше, озерно-ледниковые отложения во внеледниковой зоне возникают в том случае, когда сток талых вод затруднен.

Характер озерно-ледниковых отложений зависит от многих факторов — от размера водоема, его глубины, рельефа дна и прилегающей суши, от конфигурации береговой линии, количества обломочного материала, приносимого впадающими в него потоками, наличия или отсутствия течений, от их направления (в крупных водоемах) и др.

*Отложения локальных и региональных озер.* Состав отложений локальных водоемов, ограниченных по площади, определяется их незначительными размерами. Отсутствие сильных волнений в бессточных озерах обуславливает распространение илистых осадков по всему дну. Крупнозернистые отложения в таких водоемах часто отсутствуют или распространены лишь в прибрежной полосе, куда они приносились впадающими потоками. В общем среди отложений локальных озер распространены алеврито-глинистые горизонтально-слоистые осадки. Фациальные отличия в них выражены слабо.

Среди отложений крупных приледниковых озер песчаные и галечные отложения приурочены к прибрежной части, а в центральной накапливаются глинистые осадки. При размыве морен пляжевая полоса обогащается валунно-галечным материалом. Многие валунные поля представляют собой бывшие пляжи и помогают восстановить очертания озер. Грубозернистые отложения приурочены также к районам, где хорошо выражены абразивные уступы (например, Бурегский).

В том случае, когда край ледника спускался в водоем, моренный материал, чуждый озерным отложениям, переносился айсбергами на любые расстояния и откладывался среди озерных отложений предфронтальной зоны вне зависимости от их фаций. Поэтому среди озерно-ледниковых отложений можно встретить отдельные валуны

и линзы морен, вытаявшие из айсбергов. Поскольку айсберговые отложения откладывались безо всякой закономерности по отношению к озерным фациям, озерные отложения, в которых включены валуны, гальки и линзы морен, с полным основанием можно относить к озерно-ледниковым.

Отложения приледниковых озер достигают значительной мощности (20—25 м). Для них характерна хорошая сортировка и наличие одного хорошо выраженного максимума, который составляет 60% и более.

Петрографо-минералогический состав озерно-ледниковых отложений существенно не отличается от морен, распространенных на этой же территории. В прибрежных озерно-ледниковых фациях возрастает содержание граната. На Карельском перешейке оно нередко достигает 40% и более.

Для всех озерно-ледниковых отложений характерен низкий выход тяжелой фракции. Намечаются некоторые закономерности в изменении содержания тяжелой фракции от юго-восточных районов к северо-западным (в направлении к кристаллическому щиту). Так, в озерно-ледниковых отложениях бассейнов предфронтальной зоны вепсовской стадии выход тяжелой фракции не превышает 0,6%, тогда как в предфронтальной полосе более молодых стадий, распространенных северо-западнее, и, следовательно, ближе к кристаллическому щиту, оно возрастает до 1%. Среди озерно-ледниковых отложений широко распространены ленточные глины.

*Ленточные глины.* Гранулометрический состав ленточных глин зависит от состава и мощности зимних и летних слоев. При хорошо выраженных зимних слоях глинистые фракции составляют около 70%, при хорошо выраженных летних слоях резко возрастает содержание фракции 0,1—0,01 (45—70%).

Гранулометрический состав ленточных глин не остается постоянным даже в пределах одного бассейна. Это связано с соотношением мощностей летних и зимних слоев. В зимних слоях глинистые частицы составляют от 41 до 94,5%, по данным Н. Г. Верейского [5]; в летних содержание их снижается до 1—5%. Алевритовая фракция составляет около 75%, а фракции крупнее 0,1 мм обычно не превышают единиц процентов или вообще отсутствуют. Как правильно отмечает В. Д. Ломтадзе [49], глинами их можно называть лишь условно, так как в их состав входят не только глины, но и алевриты (реже песчаные частицы), образующие более мощные летние слои.

Мощность зимних слоев обычно составляет от 3 до 8 мм, летних — от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. В зимних слоях преобладает фракция  $< 0,001$  мм, в летних — алевритовая (0,1—0,001 мм). Мощность лент зависит от размера бассейна и состава и рельефа берегов.

Для ленточных глин характерно пониженное содержание тяжелой фракции (около 0,5%), возрастает оно до 1% в северных районах (в пределах кристаллического щита).

Минеральный состав летних слоев не отличается от минерального состава морен, распространенных в этих же районах. В легкой фракции преобладает кварц (85—90%). Содержание его снижается в карбонатных ленточных глинах до 70—60% в зависимости от степени карбонатности. Полевые шпаты составляют 10—15%, слюды — до 5% (преимущественно на Карельском перешейке, где ленточные глины залегают в понижениях между сельгами). Зерна полевых шпатов часто карродированы. В предглинтовой низменности встречается пирит. Карбонаты в районе распространения карбонатных морен достигают 30%. Изучение карбонатности отдельно для зимних и летних лент показало, что в алевритовых слоях оно выше (8—14%), чем в глинистых (1—2%).

Глинистые минералы представлены гидрослюдой, местами с незначительной примесью каолинита и монтмориллонита. Песчано-алевритовые ленты содержат больше тонкодисперсного кварца, каолинита и минералов хлоритовой группы по сравнению с глинистыми. Это обусловлено лучшей циркуляцией водных растворов в песчано-алевритовых лентах, способствующих разложению и преобразованию малоустойчивых минералов (С. А. Тихонов, С. Лярский).

Ленточные глины в некоторых районах предглинтовой зоны, несмотря на то, что здесь распространены бескарбонатные морены, слабокарбонатны (до 2%) за счет приноса материала в водные бассейны с юга, где распространены карбонатные породы. В районах же распространения карбонатных пород ленточные глины бескарбонатны (на водоразделе рек Тосно—Мга). Мощность их колеблется в больших пределах, но в общем увеличивается от прибрежных частей водоемов к центральному (от 2 до 15 м). Они образуют линзы и прослой среди моренных толщ и отвечают межстадиальным или межосцилляторным подвижкам ледника. Мощность их измеряется от сантиметров до многих десятков метров. Размеры их колеблются в широких пределах — от нескольких метров до 100 м и более.

В ленточных глинах встречаются стяжения и конкреции. Они получили название иматровых камней, так как впервые были описаны в ленточных глинах в районе водопада Иматра (Н. П. Венюков, 1881). Они встречаются в ленточных глинах Норвегии, Швеции, Финляндии, Карелии, в северной части ГДР и ФРГ, Шотландии, США, Канаде. Форма их самая разнообразная (рис. 18): веретенообразная, палочковидная, дисковидная и др. Размеры конкреций колеблются от 0,5 до 10—12 см. В дисковидных конкрециях сохраняются следы первичной слоистости. Иматровые камни образуются в еще незатвердевших осадках (А. В. Македонов). Возникновению конкреций способствовал приток в озера вод, более холодных и более богатых растворенным и взвешенным кальцием. Осаждение кальция происходило в теплые сезоны.

Для ленточных глин в районе распространения синих кембрийских глин характерны серые и синевато-серые тона, на красноцветных песчано-глинистых породах — коричневатые и на карбонатных породах — серые. Зимние ленты обычно более темные, летние —

более светлые. Часто цвет ленточных глин изменен вторичными процессами.

Ленточные глины привлекли внимание многих исследователей. Они изучались Г. Де Геером, М. Саурамо, К. К. Марковым и И. И. Красновым, А. Антевсом, С. Андерсоном, М. Фирке и многими другими.

Ленточные глины Прибалтики изучались Н. Л. Дилакторским, Э. А. Пиррусом и А. В. Раукасом [72]. Ленточные глины Латвии изучены В. М. Куршсем, В. Я. Стелле, А. В. Стинкуле и др. Детальное изучение ленточных глин Литвы проведено В. В. Микайла.

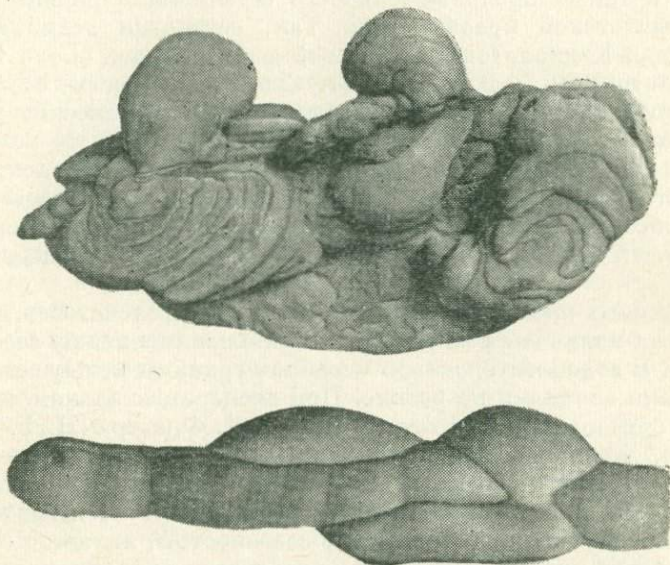


Рис. 18. Конкреции в ленточных глинах.

Глины Белоруссии, и в том числе ленточные, изучены Н. В. Зайцевой, С. Д. Астаповой, Е. А. Ильиным, В. А. Матвеевым и др. Г. Де Геер использовал сезонную слоистость озерно-ледниковых глин для определения длительности существования водоема, в котором они отлагались, в годах. В толщах ленточных отложений выделяются опорные ленты, которые дают возможность сопоставлять ленты в смежных обнажениях. На этом основан метод коннексий, позволяющий определить продолжительность геологических событий, восстановить время отступления последнего ледникового покрова на протяжении поздне- и послеледниковья. Этот метод был затем использован А. Саурамо. У нас в Советском Союзе он нашел широкое применение (К. К. Марков, И. И. Краснов, В. В. Микайла, Э. А. Пиррус, А. В. Раукас, Э. Ряхни и многие другие). В Польше ленточные глины в геохронологических целях использовались

Б. Галицким, С. С. Ружицким, Б. Крыговским, в ГДР — М. Фирке, в США — Е. Антевом и многими другими.

На основании коннексий лент поздне- и послеледниковых бассейнов и их подсчета, проведенных К. К. Марковым и И. И. Красновым, было определено не только время освобождения района Ленинграда от ледникового покрова, но и скорость отступления ледника. Среднегодовая скорость отступления ледника в Приневской низменности, по К. К. Маркову, соответствует 450 м, в Лужской — 120 м. Тщательное изучение ленточных глин, проведенное В. В. Михайла, дало возможность установить длительность существования некоторых перигляциальных озер Литвы и скорость отступления ледника, а также продолжительность остановки в районе Южной и Среднелитовской краевых зон. Так, остановка ледника, соответствующая Южнолитовской краевой зоне, длилась около 130 лет, а Среднелитовский — 250—300 лет. Средняя скорость отступления соответствует 190—200 м в год и зависит от климатических условий и рельефа.

В последние годы разработан новый метод увязки колонок, вскрывающих ленточные глины (F. Werner). Ленточные глины освещаются лучом, который отражается на фотомножитель, соединенный с самопишущей установкой. Затем производится сопоставление колонок.

Для пресных приледниковых озер характерна слоистость, которая обусловлена наличием резко выраженной границы между сезонными слойками. В солоноватоводных бассейнах границы между сезонными и годичными слойками не резкие. При экспериментальном изучении условий образования ленточных глин Х. Фразер (H. F. Fraser) установил, что образование четко выраженной ленточной слоистости возможно лишь в пресных водах или при очень незначительной солености (10% от нормальной океанической). Подтверждением того, что образование лент связано с сезонностью, является отмеченная И. Терасме приуроченность пыльцы к летним слойкам, отличающимся в вегетационный период, и незначительное ее содержание в зимних, хотя условия захоронения пыльцы в глинистых осадках более благоприятны.

М. Фирке, изучая ленточные глины Восточной Померании, выделил не только сезонные, но и дневные ленты, которые имеют большое значение для установления микроклиматических условий в областях отступающего ледника. Помимо сезонной ленточной слоистости отмечается внутрисезонная, обычно ее называют суточной. Такая слоистость для Эстонии изучена Э. А. Пиррус.

Все водно-ледниковые отложения, которые залегают с поверхности, как и морены, проходили стадию преобразования, обусловленную вначале криогенными, а затем почвенными процессами. Промерзание отложений отражалось на текстурах, нарушалась слоистость и возникали вторичные текстуры. Дальнейшее преобразование протекало под воздействием почвообразовательных процессов, влияние их на вещественный состав отложений рассматривалось выше.

## ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

### ГЛАВА III

Значительное распространение ледниковых покровов в плейстоцене, как известно, было установлено на основе литологических признаков оставленных ими отложений. Эти признаки были подразделены на три типа [102]: 1) эрратические валуны, 2) полировка и штриховка плотных пород ледникового ложа и 3) отсутствие сортировки. Несмотря на наличие других признаков оледенения, установленных позднее при более детальном изучении ледниковых отложений, они и теперь остаются основой для их определения, за исключением полировки и штриховки пород, которая далеко не всегда возникает под воздействием ледникового покрова.

Литологические особенности ледниковых отложений, которым уделяется в настоящее время большое внимание, позволяют провести их подразделение и установить генезис. При изучении ледниковых отложений прежде всего обращают внимание на гранулометрический состав, так как они относятся к осадочным обломочным породам и представляют собой в значительной степени смесь измельченных горных пород области сноса. Гранулометрический состав является самым характерным признаком, определяющим все их особенности.

### МОРЕНЫ

По гранулометрическому составу все морены относятся к группе собственно смешанных пород [81]. Они характеризуются тем, что разнородные компоненты распределены в породе более или менее равномерно. Среди геологов нет единого мнения по вопросу о необходимости выделения смешанных пород. Некоторые считают излишним выделение их в самостоятельную группу (Н. В. Кирсанов и Ю. В. Сементовский). Другие исследователи относят к смешанным породам такие, в которых содержание любой составной части не превосходит 50% (Г. Т. Теодорович и др.), и третьи относят к смешанным породы такие, у которых содержание каждой составной части не превосходит 60% [7, 81]. Следовательно, смешанные породы могут быть двух-, трех- и многокомпонентные, таким образом, морены, в состав которых входят валуны, гальки, гравий, песчаные,

алевритовые и глинистые частицы, относятся к типичным смешанным породам.

Классификация песчано-алеврито-глинистых пород посвящена обширная литература, но до сих пор нет общепринятой. Большинство литологов в СССР используют десятичную классификацию.

Классификация обломочных частиц и слагаемых ими пород, а также методы гранулометрического анализа обломочных пород, к которым относятся все ледниковые и водно-ледниковые, приводятся во всех справочниках, руководствах, учебных пособиях и учебниках по литологии и осадочной петрографии. Там же обычно приводятся различные способы обработки данных гранулометрических анализов и примеры вычисления статистических коэффициентов, поэтому мы не будем на них останавливаться. Отметим только, что гранулометрические коэффициенты (да и не только гранулометрические), по меткому определению В. Таннера (W. Tanner), столько же маскируют информацию, сколько ее представляют. Поэтому мы считаем наиболее рациональным использование для ее характеристики графических изображений.

Удобным вспомогательным приемом подразделения трехкомпонентных смешанных пород являются треугольные диаграммы, построенные таким образом, что каждой вершине равностороннего треугольника соответствует стопроцентное содержание одного из трех компонентов. При этом Л. Б. Рухин рекомендует в верхней вершине треугольника помещать глинистые частицы, т. е. тот компонент, содержание которого сказывается на свойствах отложений в наибольшей мере.

Линии, проведенные параллельно сторонам треугольника, на расстояниях, равных 5%, отсекают участки треугольника, соответствующие двухкомпонентным системам. Линии же, соответствующие 60%-ному содержанию каждого из трех компонентов, отделят поля пород с преобладанием одной из основных частей от центральной части треугольника, отвечающей смешанным трехкомпонентным породам.

Среди песчано-алевритово-глинистых отложений (рис. 19), к которым относятся все морены, присутствуют три двухкомпонентные системы пород (песок—алеврит; алеврит—глина; глина—песок), каждая из которых в свою очередь подразделяется на несколько типов. В системе песок—алеврит различают три промежуточных типа: 1) алевритовые пески с содержанием песчаных частиц от 60 до 95% и алевритовых от 40 до 5%; 2) алевро-пески с содержанием песчаных частиц от 60 до 35% и алевритовых от 35 до 60% и 3) песчаные алевриты с содержанием песчаных частиц от 40 до 5% и алевритовых от 60 до 95%. В двухкомпонентной системе алеврит—глина различают глинистые алевриты, глино-алевриты и алевритовые глины. В двухкомпонентной системе глина—песок выделяют: а) глинистые пески, б) глино-пески и в) песчаные глины.

В углах треугольника располагаются поля, соответствующие глинисто-алевритовым пескам, глинисто-песчаным алевритам и

алеврито-песчаным глинам. В каждом из этих отложений содержание главного компонента выше 60%, а второстепенных в сумме не превосходит 40%. При необходимости оттенить большее содержание в примеси одного компонента по сравнению с другими соответствующее прилагательное надо ставить на второе место. Центральная часть треугольника соответствует суглинкам. Ниже поля суглинков расположится участок треугольника, отвечающий супесям. В зависимости от содержания глинистых частиц следует различать тяжелые и легкие суглинки.

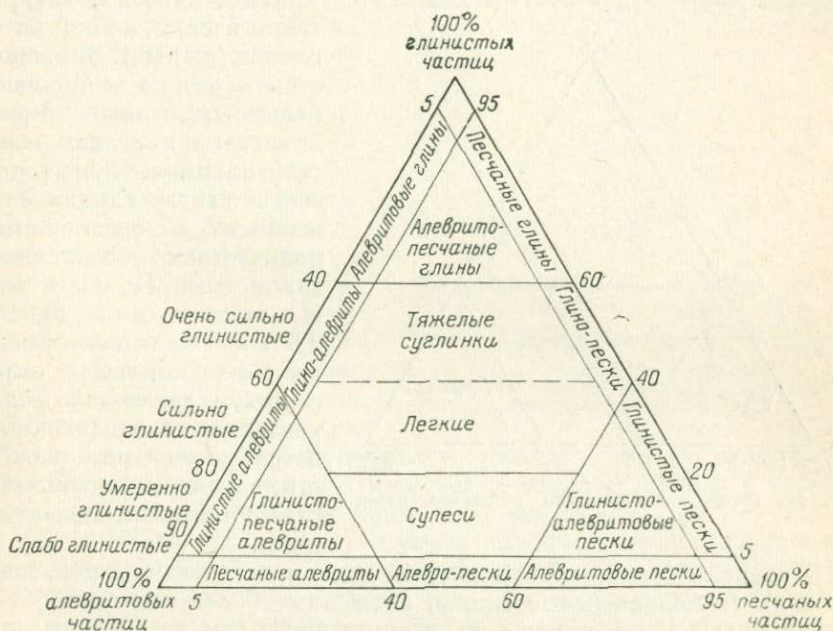


Рис. 19. Схема классификации песчано-алеврито-глинистых пород (по Л. Б. Рухину).

На свойствах песчано-алеврито-глинистых отложений, к которым относится мелкозем морен, резче всего сказывается количество глинистых частиц; суглинки, глинистые пески и глинистые алевриты могут быть подразделены на более мелкие группы: слабо, умеренно и сильно глинистые. Критерием для их выделения служит содержание глинистых частиц. Суглинки, содержащие менее 40% глинистых частиц, обычно называют легкими, а при количестве более 40% — тяжелыми. При содержании частиц  $< 0,01$  мм менее 20% суглинки переходят в супеси.

Водно-ледниковые отложения состоят обычно тоже из различных компонентов, соотношение между которыми не остается постоянным. В отличие от морен (менее сортированных отложений) здесь уже нет необходимости дробного подразделения.

Рассмотрим с этой точки зрения песчаные и глинистые ледниковые отложения. Озерно-ледниковые глинистые отложения могут быть сложены тремя группами частиц: собственно глинистыми ( $< 0,001$  мм); пылеватыми ( $0,01-0,001$  мм), алевритовыми ( $0,1-0,01$  мм) и более крупными ( $> 0,1$  мм). Для подразделения глинистых озерно-ледниковых отложений можно взять треугольник, вершинам которого будет соответствовать 100%-ное содержание каждой из этих фракций. Тогда линия, отвечающая 60%-ному содержанию частиц  $0,01$  мм, разделит его на две части. Верхняя часть будет соответствовать суглинкам, супесям, алевритам и пескам, а нижняя — глинам (рис. 20). Большинство озерно-ледниковых глинистых отложений располагается в средней части треугольника. Эти точки соответствуют глинам, сложенным в соизмеримых количествах собственно глинистыми ( $< 0,001$  мм) и пылеватыми ( $0,01-0,001$  мм) частицами. Среди озерно-ледниковых отложений, слагающих водораздельное плато (звонцы), встречаются разновидности, сложенные преимущественно пылеватыми частицами.

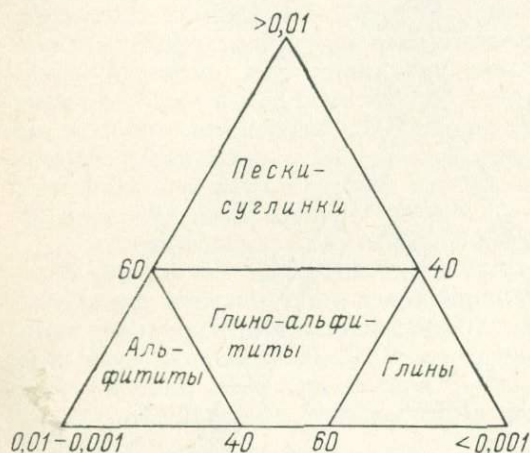


Рис. 20. Схема классификации глинистых пород (по Л. В. Рухину).

В зависимости от гранулометрического состава глины подразделяют на тонкодисперсные глины, сложенные более чем на 60% из частиц  $< 0,001$  мм, породы, сложенные более чем на 60% пылеватыми частицами, — альфититы (термин, предложенный С. Соломоном) и глино-альфититы, в которых в одинаковом количестве присутствуют пылеватые и глинистые частицы. Среди них по суммарному содержанию песчано-алевритовых частиц можно выделить слабо, умеренно и сильно песчано-алевритовые разновидности. Содержание в этих трех группах частиц  $> 0,01$  мм соответственно составляет менее 10; 10—20 и 20—40%.

Среди смешанных разновидностей песчаных отложений, к которым относятся в основном флювиогляциальные, принято выделять крупные ( $1-0,5$  мм), средние ( $0,5-0,25$  мм) и мелкие ( $0,25-0,1$  мм). Соотношение между ними не остается постоянным.

При этом мелко-, средне- и крупнозернистыми песками надо считать такие пески, в которых содержание соответствующей фракции превосходит 60% от общего веса образца. Если же эти фракции содержатся в меньшем количестве, то пески относятся к разнозернистым (рис. 21). Гранулометрический состав различных

генетических типов ледниковых отложений изменяется в больших пределах.

При подразделении морен по гранулометрическому составу обычно сначала определяют соотношение между крупнообломочным материалом и мелкоземом. А. А. Каган и М. А. Солодухин [31] вслед за П. А. Сибирцевым относят к мелкозему ту часть морены, которая сложена частицами  $< 2$  мм, другие исследователи (А. С. Качинский) — менее 1 мм. Мы предлагаем расширить содержание термина «мелкозема» и включить в него гравийные фракции.

Поскольку при используемой в настоящее время методике выделения крупнообломочного материала в моренах (промывка, просеивание через грохот или выбора крупных обломков вручную) гравий не может учитываться, так как его фракционирование так же, как и песчаных частиц, производится ситовым методом, то правильнее было бы включить в мелкозем все обломки  $< 10$  мм. Приведенные доводы в пользу расширения объема мелкозема представляются нам вполне убедительными. (Однако ниже нами используется фактический материал, в котором не всегда учитываются гравийные фракции.)

По соотношению в составе морен обломков различных фракций они подразделяются на валунные и каменные, гравелистые, супесчаные, суглинистые и глинистые. Для всех морен характерно присутствие валунов, поэтому обычно к названиям отложений добавляют прилагательное «валунные» (валунные глины, валунные суглинки, валунные супеси и т. п.). Валунные и каменные морены содержат более 30% обломков крупнее 10 мм. Каменные морены отличаются от валунных степенью окатанности обломков. В пределах треугольника (см. рис. 19) песчаные морены располагаются в поле глинисто-алевритовых песков, а глинистые — в поле алеврито-песчаных глин.

Для подразделения валунно-галечно-гравийного материала удобно применять треугольную диаграмму, вершины которой соответствуют 100%-ному содержанию валунов, гальки и гравия.

Количество валунов и галек в моренах весьма непостоянно (табл. 6). Содержание валунов и их размеры в общем уменьшаются с севера на юг не только в моренах, но и в водно-ледниковых отложениях. На кристаллическом щите объем валунов составляет 15—30%. Преобладают валуны около 0,5 м в поперечнике, гальки составляют — 5—15% (обычно хорошо окатанные). В пределах кембрийской и де-

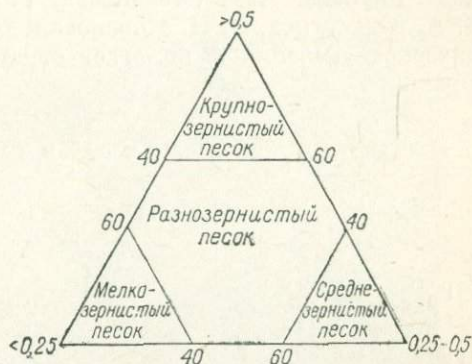


Рис. 21. Схема классификации песков по их зернистости (по Л. Б. Рухину).

вонской денудационных равнин объем валунов снижается до 3—10%, а галек (обычно хорошо окатанных) до 5—12%. Плохо окатанные и совсем неокатанные обломки (1—10 см) достигают 12—20% в пределах плато, сложенных карбонатными породами (Ордовикское, Карбовое), тогда как количество хорошо окатанных галек снижается до 2—5%. Учет содержания гравийной фракции и ее изучение имеют большое значение для выяснения динамики ледника, направления его движения и состава пород ложа. Изучение гравийных фракций, как показали работы многих геологов (К. К. Орвику, А. В. Раукаса, А. С. Саввайтова, Г. И. Коншина, А. И. Гайгаласа, А. А. Юргайтиса, В. Н. Новского и др.), имеет большое палеогеографическое значение и помогает стратиграфическому подразделению морен.

Таблица 6

Количество валунов, галек и щебня в моренах в различных районах, %

Место опробования	Валуны	Галька	Щебень
Карельский перешеек			
Район Кузнечного . . . . .	20—30	5—15	—
Район Симагино . . . . .	18—20	6—12	—
Привенская впадина . . . . .	3—10	5—12	—
Ордовикское плато (Котлы) . . . . .	3—6	3—5	12—20
Карбовое плато . . . . .	3—4	2—4	12

Все морены, в составе которых фракции крупнее 10 мм составляют менее 30%, в зависимости от преобладания в мелкозем (включая гравийные фракции) обломков той или иной величины, по составу преобладающей фракции подразделяются нами на гравелистые, песчаные, супесчаные, суглинистые и глинистые (валунная глина). В гравелистых моренах гравийные фракции составляют 25—30%. В супесчаных преобладают песчаные и алевритовые фракции (20%), в суглинистых — алевритовые и глинистые (20%), в глинистых — глинистые (20%).

Среди морен, распространенных в Финляндии, К. Вирккала [136] выделяет по гранулометрическому составу следующие типы: гравелистую песчаную, тонкопесчаную пылеватую и глинистую. В гравийной морене содержание гравия (> 2 мм) выше 50%, песка (0,2 — 2 мм) — 30%. В песчаных моренах содержание гравия более 30%, песка — 50%, тонкого песка (0,02—0,2 мм) — 30%, пыли (частиц < 0,02 мм) — 20%. В тонкопесчаной морене гравий составляет более 30%, песок — 30%, тонкий песок 50%, пыль — 20% и глина (частицы < 0,002 мм) — 10%. Как отмечает К. Вирккала, гравелистая и песчаная морены распространены преимущественно в западной части Финляндии, а тонкопесчаная — в центральной и восточной части.

В пределах Северо-Запада на кристаллических породах распространена валунная, каменистая, гравелистая и песчаная морены,

представленные разнозернистыми песками с гравием и валунами (рис. 22). В южной части Карелии и на севере Карельского перешейка распространена преимущественно супесчаная морена. В пределах Приневской низменности преобладают суглинистая и глинистая морены. В районе глинта намечается узкая прерывистая полоса каменистой морены, в которой главным компонентом являются обломки известняка. К югу они переходят в суглинистые морены, а в районе выходов глинистых пород — в валунные глины. Однако наиболее распространены валунные суглинки.



Рис. 22. Валунная морена (Карельский перешеек, фото Д. Б. Малаховского).

Точки, соответствующие гранулометрическому составу мелкозема основных морен в пределах треугольной диаграммы показывают, что соотношение песчаных, алевритовых и глинистых частиц неодинаково. Морены, распространенные в пределах кристаллического щита, содержат обычно не более 30% алевритовых частиц и 10—15% глинистых. Поэтому соответствующие им точки располагаются вблизи от песчаной вершины. Морены, распространенные на осадочных породах, значительно более мелкозернисты, в связи с чем соответствующие им точки приурочены уже к центральной части диаграммы.

Из сопоставления данных, приведенных на рис. 23, следует, что точки, соответствующие моренам, располагаются в пределах некоторой полосы, а не разбросаны равномерно по всему треугольнику. Это свидетельствует о том, что соотношение между алевритами и более крупными частицами и глинистыми не может быть произвольным и что хотя морены и представляют собой классический пример

несортированных отложений, однако эта несортированность вполне определена. В природе, очевидно, отсутствуют морены с любым соотношением частиц различной крупности.

Мелкозем морены почти всегда представляет собой смесь трех групп частиц: алевритовых, глинистых и песчаных. Содержание каждой из этих трех групп может изменяться, но изменения происходят лишь в определенных пределах. Содержание алевритовых частиц изменяется у большинства морен в пределах 30—45%. Меньшее

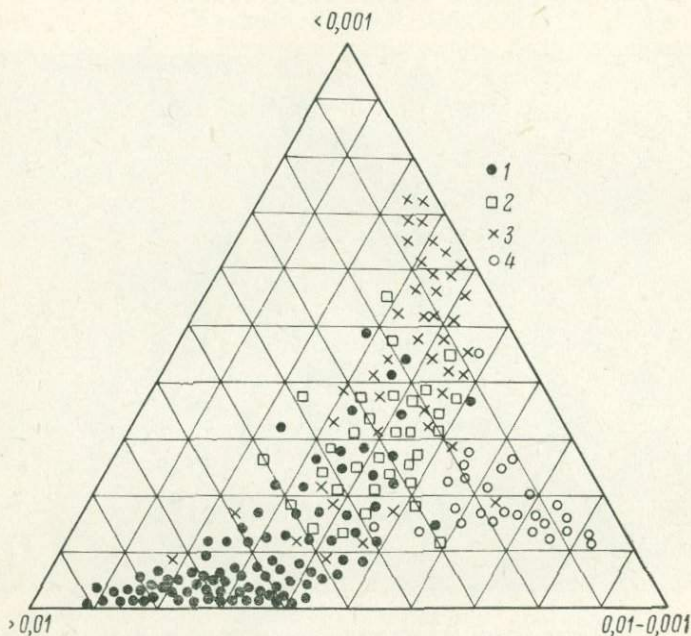


Рис. 23. Треугольная диаграмма гранулометрического состава морен.  
1 — морена на кристаллических породах; 2 — морена валдайского оледенения на осадочных породах; 3 — морена висконсинского оледенения (США); 4 — озерно-ледниковые отложения (приведены для сравнения).

содержание алевритовых частиц наблюдается лишь в моренах, залегающих на кристаллических породах. Пониженное содержание алевритовых частиц в некоторых глинистых моренах, залегающих на глинистых же осадочных породах (район распространения синей кембрийской глины, мгинской толщи и др.). Поэтому на диаграмме точки, соответствующие различным моренам, располагаются в пределах сравнительно узкой полосы, отходящей от песчаной вершины и прижатой к песчаной стороне треугольника. Далее эта полоса пересекает среднюю его часть, затем изгибается по направлению к «глинистой» вершине,

В моренах отмечены три типа соотношений песчано-алевритовых и глинистых частиц:

а) значительное содержание ( $> 60\%$ ) песчаных зерен при умеренном содержании алевритовых (около  $30-35\%$ ) и ничтожном количестве глинистых;

б) одновременное присутствие в соизмеримых количествах песчаных, алевритовых и глинистых частиц с преобладанием алевритовых ( $35-40\%$ );

в) преобладание глинистого материала при ничтожной примеси песчаных зерен (единицы или десятые доли процента) и содержании алевритовых частиц около  $30\%$ .

Таким образом, наиболее постоянным компонентом морен являются алевритовые частицы. Песчаные же частицы составляют значительную часть некоторых разновидностей морен, но чаще присутствуют в виде незначительной примеси. Глинистые частицы в некоторых моренах образуют главный максимум, но обычно составляют  $15-25\%$ .

Анализ приведенной выше диаграммы дает возможность подразделить поле моренных отложений на три части. В пределах нижней из них, расположенной вблизи от песчаной вершины, располагаются точки, соответствующие моренам, залегающим на кристаллических породах. В среднем поле располагаются точки, соответствующие моренам, залегающим преимущественно на осадочных породах, и самая верхняя часть поля, тяготеющая к глинистой вершине, соответствует моренам, распространенным на глинистых породах (рис. 24).

Возникает вопрос, как следует объяснить намеченные выше закономерности гранулометрического состава морены?

Рассмотрение имеющихся данных по гранулометрическому составу основных морен не оставляет сомнения в том, что главным источником обломочного материала для образования морен являются породы, по которым двигался ледник. В связи с этим морена, залегающая на кристаллических породах, более песчаниста по сравнению с моренами, залегающими на осадочных породах.

Результаты изучения гранулометрического состава морен и зависимость его от подстилающих пород приводятся многими исследователями (Г. С. Бискэ, А. И. Гайгаласом, И. Я. Данилансом,

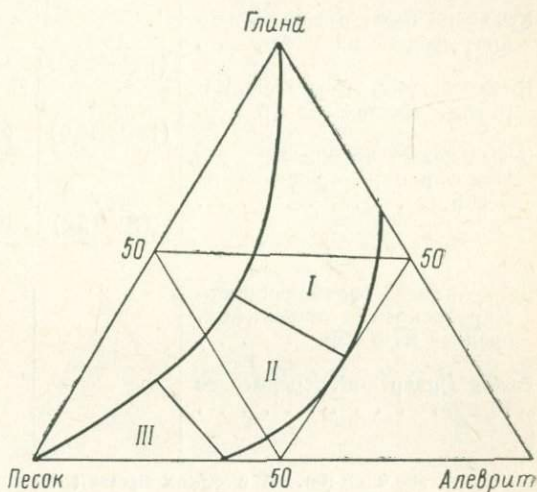


Рис. 24. Распространение морен, залегающих на различных породах, в пределах треугольной диаграммы. I, II — на осадочных породах; III — на кристаллических породах.

Местоположение морен	Гранулометрический состав основной морены на			
	>7	7-5	5-3	3-1
На кристалличе				
Кольский п-ов, р-н оз. Иман- дра, среднее из 5 обр. . . . .	18,4 (16,1—20,0)	7,2 (6,8—8,1)	12,1 (9,2—15,0)	17,6 (14,4—19,6)
Княжая губа, Северная Кар- елия, среднее из 10 обр.	14,5 (10,0—16,5)	7,1 (6,4—8,4)	13,4 (10,5—15,1)	9,7 (6,9—11,8)
Карельский перешеек, р-н Приозерска, среднее из 8 обр. . . . .	12,4 (8,1—15,0)	8,0 (6,7—9,9)	7,9 (6,0—10,0)	10,3 (7,2—12,0)
На осадочных пе				
Центральная возвышенность Карельского перешейка, среднее из 5 обр. . . . .	—	—	2,1 (0,0—4,3)	5,8 (4,2—6,7)
Район Сиверской, среднее из 10 обр. . . . .	—	—	— (0,0—1,5)	10,9 (5,0—12,8)

Примечание. В скобках приведены минимальные и максимальные значе

И. Г. Коншиным, А. С. Савваитовым, А. В. Матвеевым, Э. А. Лев-  
ковым, В. А. Новским, А. В. Раукасом, А. А. Юргайтисом и мно-  
гими другими).

Влияние подстилающих пород на вещественный состав основных  
морен, и в том числе на гранулометрический, обусловлено интен-  
сивностью экзарации ледника, которая в значительной степени за-  
висит от мощности ледника, скорости его движения, доледникового  
рельефа. Наиболее ярко она выражена в районах уступов коренных  
пород, преграждавших путь ледника, и в понижениях, где скорость  
движения ледника увеличивалась.

Приведем средний гранулометрический состав основных морен,  
залегающих на кристаллических и осадочных породах (табл. 7,  
рис. 25).

Из таблицы следует, что наиболее крупнозернистые основные  
морены приурочены к области распространения кристаллических  
пород и сложены в основном песчано-гравийными и песчаными части-  
цами, но обычно намечается некоторый максимум в содержании алев-  
ритовой фракции.

Среди морен, залегающих на осадочных породах, распространены  
более тонкозернистые разновидности, в которых возрастает содержа-  
ние алевритовых (30—45%) и глинистых (15—20%) частиц.

кристаллических и различных осадочных породах, %

Фракции, мм	кристаллических и различных осадочных породах, %						
	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
ских породах							
4,1 (3,6-7,1)	6,6 (4,4-7,9)	9,3 (6,6-11,8)	20,4 (16,9-25,1)	4,3 (3,2-6,1)	—	—	—
5,4 (4,6-7,8)	6,0 (4,6-8,2)	10,6 (6,8-12,4)	25,8 (20,1-28,6)	4,1 (3,0-5,9)	2,6 (0,0-4,0)	2,6 (1,0-3,8)	—
2,2 (1,0-4,2)	8,7 (6,6-8,2)	8,9 (6,9-12,0)	27,0 (24,1-29,1)	5,1 (4,1-6,4)	4,6 (3,6-5,7)	5,9 (4,2-6,9)	—
счанных породах							
11,6 (8,8-14,2)	13,2 (7,1-15,0)	12,5 (7,7-15,0)	30,8 (28,8-34,0)	6,9 (5,1-7,2)	3,9 (3,1-7,6)	13,2 (10,1-15,7)	—
10,5 (18,4-26,5)	21,7 (11,1-18,1)	14,6 (27,1-31,4)	28,0 (3,2-8,0)	6,7 (6,2-8,1)	7,3	10,3	—

ния.

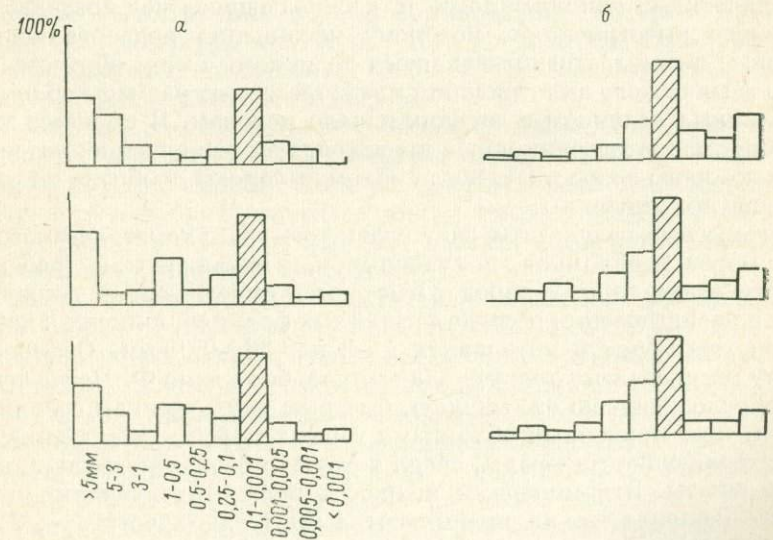


Рис. 25. Столбчатые диаграммы гранулометрического состава морен, залегающих на кристаллических (а) и осадочных (б) породах.

Однако иногда морены, залегающие на одних и тех же породах, различаются по гранулометрическому составу. Так, морены, распространенные на Ордовикском плато в районе глинта, обогащены (в особенности в нижней части разреза) щебенкой и дресвой известняка, но они относятся уже к локальным. На расстоянии 2—3 км к югу гранулометрический состав их переходит в состав, характерный для основных морен Русской платформы (с главным максимумом в алевритовой фракции).

Сопоставляя влияние главных факторов на гранулометрию морены (состав материнских пород, их разрушение под воздействием ледника и дальнейшее измельчение обломков при транспортировке), следует отметить, что оно неодинаково для различных фракций.

Грубообломочными фракциями морены обогащены обычно лишь в непосредственной близости от области разрушения соответствующих материнских пород. Содержание их определяется составом подстилающих пород. Приведем несколько примеров, иллюстрирующих это положение. В Северном Приладожье [3] распространена песчаная морена с большим количеством щебня, гальки и валунов. В области развития ставролитовых и амфиболитовых сланцев (район Маткаселя-Вартсиля) в морене почти не содержится валунов и незначительно количество галечного материала. Еще более мелкозернистая морена залегает на филлитах и слюдистых сланцах.

Такая зависимость гранулометрического состава морен от пород ледникового ложа свидетельствует о том, что размеры обломков, включенных в морену, начинают формироваться еще в процессе выветривания коренных пород. При этом существенную роль играют заложенные в них хрупкие деформации системой трещин отдельностей, тектоническими напряжениями и развивающиеся под воздействием морозного выветривания, которому несомненно подвергались все коренные породы, перекрывавшиеся ледником. Таким образом, продукты физического выветривания определяют размеры обломков, захваченных ледником и дающих начало моренам. В процессе выветривания магматических пород происходит их разрушение, интенсивность которого возрастает, когда обломки породы дробятся на составляющие их минералы.

Интересные результаты дает сравнение гранулометрического состава морен и обломков, полученных при механическом дроблении магматических горных пород. Отмечаются определенные закономерности в распределении песчано-гравийных фракций, а именно: наблюдаются минимумы в интервалах 4—2 и 0,06—0,03 мм. Объяснение такому распределению материала впервые было дано Ф. Петидженом. Оно обусловлено, по его мнению, быстрым измельчением гравийных частиц, представленных обломками горных пород и распадением их на составляющие минералы, среди которых преобладают кварц и полевые шпаты. Эти минералы являются порообразующими и для морен. Размеры их не превышают 1 мм (редко достигают 2 мм). Еще меньшими размерами обладают минералы, составляющие тяжелую фракцию морен. Исследования фракции меньше 1 мм, проведен-

ные В. Крумбейном и Е. Тисделом, полученных из протолок магматических пород, показали, что они представлены отдельными минералами, а не обломками горных пород.

Обломки горных пород составляют гравийную и более крупные фракции, отдельные же минералы — песчаную и более мелкие. Однако и в них еще сохраняются мелкие обломки пород, которые исчезают полностью лишь во фракциях меньше 0,03 мм.

Изучение гранулометрического состава дезинтегрированных магматических и других пород, а также минералов проводится В. Г. Чистяковым.

Гранулометрический состав различных дезинтегрированных пород и минералов имеет много общего с гранулометрическим составом морен. Обычно на кривых распределения совпадает положение как минимумов, так и максимумов. Основные минимумы соответствуют фракциям 3,2—2,5 и 0,063—0,05 мм. Положение максимума в песчаной фракции не имеет таких четких границ. В зависимости от степени раздробленности породы оно смещается в пределах, ограниченных минимумами.

Как отмечает В. Г. Чистяков, помимо главных наблюдаются второстепенные максимумы. 1-й приурочен к фракции 2,5—2,0 мм. Затем они закономерно повторяются через две фракции (т. е. фракции 1,25—1,00; 0,63—0,50; 0,31—0,25 мм). Еще менее резко выражены максимумы во фракциях меньше 0,25 мм.

Такое распределение обломочного материала в протолочных пробах В. Г. Чистяков связывает с изменениями трех основных измерений зерен, т. е. с их изометрией. При дроблении зерна повышается его изометрия и одновременно устойчивость к хрупким деформациям. Наиболее изометричные зерна, формирование которых протекает замедленно, образуют минимумы. При достижении размеров 0,31—0,25 мм происходит деформация скола, а возникшие при этом обломки переходят в алевритовую фракцию.

К сожалению, в настоящее время не накопилось достаточного количества наблюдений над распределением обломочного материала во фракциях меньше 0,25. Однако и здесь намечаются некоторые закономерности в кривой распределения, а именно: наблюдается максимум во фракции 0,1—0,01 мм. Этот размер, вероятно, является предельным при дроблении минералов.

Чтобы проследить последовательное изменение гранулометрического состава от протолочных проб кристаллических пород до эллювия и морен, был изучен гранулометрический состав гранита рапакиви, габбро-диабазов и развитого на них эллювия и морен (В. Г. Чистяков, Е. В. Рухина). Хотя в количественном отношении распределение фракций в протолочке и эллювии несколько отличаются, в общем характер распределения идентичен. Аналогичным распределением обладает эллювий, формирующийся на габбро-диабазе.

Гранулометрический состав морен обусловлен переносом и дроблением обломочного материала в теле ледника. Он аналогичен гранулометрическому составу протолок (гранита, габбро-диабазы и др.).

Следствием переноса обломочного материала ледником является многократное дробление зерен до размера алеврита, что и обуславливает максимум этой фракции в основных моренах, гранулометрический состав которых, в пределах распределения однотипных коренных пород, весьма постояен.

В пределах Ленинградской области морены, залегающие на кембрийских глинах, карбонатных породах ордовика, девона и карбона, на песчано-глинистых отложениях девона и карбона, отличаются не только по гранулометрическому составу мелкозема (см. табл. 10), но и крупнообломочного материала. В моренах, залегающих над выступами карбонатных пород, крупнообломочного материала значительно больше. Количество алевритовых частиц в моренах, как уже отмечалось выше, наиболее постоянно. Следовательно, оно в меньшей степени зависит от подстилающих пород. Содержание глинистых частиц в моренах является результатом захвата глинистых материнских пород.

Крупные обломки могут быть эрратическими в том случае, когда они сложены прочными породами.

Необходимо отметить, что лед весьма активно истирает обломки. Он благодаря своей большой плотности активно воздействует на породы ложа, а при переносе обломков в толще льда в результате его дифференцированных движений происходит дальнейшее измельчение обломков до размера алевритовых частиц.

Процесс измельчения обломочных частиц проходит, вероятно, различные стадии. В первую стадию от материнских пород ложа отрываются обломки и перемещаются у подошвы ледника, где они измельчаются до размера галечника, гравия и песка. При переходе валунно-галечной фракции в гравийно-песчаную горная порода распадается на составные минералы. Дальнейшее измельчение доходит до алевритовой фракции, которая наиболее устойчива и не переходит в глинистую. Вероятно, этим можно объяснить столь характерное для морен, распространённых в пределах северо-запада европейской части, преобладание алевритовой фракции. По всей вероятности, условия для дальнейшего механического измельчения минералов в теле ледника неблагоприятны. Глинистость же морены обусловлена не дальнейшим истиранием минералов, а захватом соответствующих подстилающих пород. Глинистость морен не возрастает с переносом. Морены, обогащенные местным материалом, как отмечалось выше, относятся к локальным. В области развития гранитов рапакиви локальная морена переполнена обломками этой горной породы. Морена характеризуется здесь наличием неокатанных глыб до 5—6 м в поперечнике, включенных в гравийно-песчаную массу. Как отмечалось выше, локальные морены широко распространены в пределах ордовикского и карбонового уступов, в предглинтовой низменности и во во многих других районах. Все они отличаются от основных морен гранулометрическим составом, отражающим состав ледникового ложа (табл. 8).

Гранулометрический состав морен напора в общем зависит от размера обломков пород, обусловивших напорно-разрушительную дея-

## Гранулометрический состав локальных морен, %

Состав коренных пород и местоположение	Фракция, мм									
	>5	4-3	3-1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.01	0.01-0.005	0.005-0.001	<0.001
Шунгиты, Карелия . . . . .						2.0	27.4	12.0	17.9	36.4
Глины, Приневская впадина							29.0	10.9	7.1	51.7
Карбонатные породы, Ордовикское плато . . . . .	28.5	8.6	5.0	6.8	3.7	3.3	26.1	4.1	5.6	8.3
Карбонатные породы, Карбоновое плато . . . . .	22.0	6.4	8.4	7.2	5.1	6.4	28.2	4.0	5.5	6.8

тельность ледника. На гранулометрический состав влияют отторженцы, которыми богата морена напора. В моренах напора типа ледниковых брекчий средний их гранулометрический состав зависит от состава моренного «цемента» и состава включенных в него обломков. Поэтому состав морен напора очень непостоянен.

Водные морены отличаются от собственно морен лучшей сортировкой.

В мелкоземе потоково-абляционной морены (табл. 9) пониженное содержание глинистых фракций (10—15%) и повышенное содержание песчано-гравийных (20—25%). Бассейновые морены, как правило, содержат незначительное количество песчаных частиц. В них преобладают алевритовые (превышает 45%) или глинистые (30—40%) частицы.

Гранулометрический состав заполнителя или «цемента» в селевых моренах отличается повышенным содержанием песчано-гравийного материала, вне зависимости от района распространения и состава подстилающих коренных пород. Содержание глинистых частиц колеблется в значительных пределах, иногда они вообще отсутствуют. Гранулометрический состав морен, преобразованных солифлюкционными процессами, зависит от состава материнской морены. Как отмечалось выше, солифлюкционные процессы протекают лишь в суглинистых моренах.

В пределах Кольского полуострова и Карелии на типичных моренах нередко залегают разнозернистые пески, часто гравийные, которые следует рассматривать как перемытую морену. По своему гранулометрическому составу они близки к флювиогляциальным отложениям.

Изменения гранулометрического состава морен протекают при почвообразовательных процессах и выветривании (табл. 10). В образцах, взятых на Ордовикском плато, количество песчаных фракций в общем возрастает в моренах, преобразованных почвенными

Гранулометрический состав основной, потоково-абляционной и бассейновой морен, %

Местоположение и тип моренных отложений	Фракции, мм										
	>7	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,01	0,1-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
Кольский полуостров											
Основная морена . . . . .	10,0		2,2	7,8	2,7	12,6	10,9	23,7	6,1	6,2	17,8
Потоково-абляционная . . . . .	13,2	4,1	4,1	6,4	18,3	10,0	16,3	21,3	6,3	—	—
Карельский перешеек											
Основная морена . . . . .	—	—	6,1	5,2	8,6	1,1	12,5	27,5	5,9	8,9	15,2
Потоково-абляционная . . . . .	8,1	1,1	10,4	6,6	14,1	3,3	10,7	26,1	4,6	6,7	8,3
Ордовикское плато											
Основная морена . . . . .				1,5	0,8	10,1	18,6	29,9	8,4	12,1	18,6
Потоково-абляционная . . . . .			6,1	4,3	10,9	21,8	12,4	26,4	6,9	3,5	8,0
Бассейновые морены, Кольский полуостров, Княжая губа . . . . .	6,0	9,2	12,1	8,6	6,8	10,3	3,1	36,0	3,7	1,2	3,0
То же . . . . .		2,5	4,4	8,1	16,5	11,1	15,3	34,7	1,8	3,5	2,1
» . . . . .			9,8	10,5	7,4	8,2	14,1	40,6	2,1	3,0	4,3

Изменение гранулометрического состава морен при выветривании, %

Морена	Фракции, мм					
	> 1	1—0,5	0,5—0,1	0,1—0,05	0,05—0,001	< 0,001
Выветрелая (глуб. 0,3 м) . . . . .	28,3	17,1	10,6	20,8	15,7	7,5
Неизменная (глуб. 2,0 м) . . . . .	20,7	15,2	12,0	18,8	18,5	14,8

процессами. Одновременно в них уменьшается содержание глинистых частиц.

Гранулометрический состав морен используется в стратиграфических целях, но далеко не всегда удается установить различия гранулометрического состава в разновозрастных горизонтах морен.

В последние годы геологи-четвертичники уделяют большое внимание гранулометрическому составу морен. Изучены некоторые районы Кольского полуострова и Карелии (А. Д. Арманд, Г. С. Биске, Е. В. Рухина), Ленинградской области (А. А. Каган, Е. В. Рухина), Эстонии (К. К. Орвику, А. В. Раукас и др.), Латвии (Г. И. Коштин, А. С. Савваитов, И. Я. Даниланс и др.), Литвы (А. И. Гайгалас, А. Ю. Климашаускас, А. П. Микалаускас, А. А. Юргайтис и др.). Интересные данные по гранулометрии морен Ярославского Поволжья приводятся в работах В. А. Новского [68].

Среди ледниковых отложений наихудшую сортировку имеют морены. Они, как известно, сложены обломками самой различной величины — от крупных валунов до глинистых частиц. Поэтому их фракционирование в зависимости от размера обломков проводится различными методами: непосредственным измерением трех осей крупных обломков, просеиванием через сита гравийно-песчаного материала и гидравлическим — алеврито-глинистых отложений. Общее содержание валуноно-галечного материала определяется в процентах от единицы объема морены (обычно 1 м<sup>3</sup>) путем промывки, выбора крупных обломков вручную или грохочения (в зависимости от ее плотности). Гранулометрический состав мелкозема определяется отдельно.

#### ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений зависит от динамики потока, которая, в свою очередь, обусловлена рельефом и количеством переносимого обломочного материала. Значительная плотность потоков препятствовала хорошей его сортировке.

Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений, слагающих озы и линзы в моренах, %

Район	Фракции, мм										
	>7	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
Федоровы тундры . . . . .	14,2	3,8	16,0	18,1	19,2	12,3	6,1	4,0	2,2	2,1	2,0
Кар-Лахти . . . . .	17,0	19,0	2,1	8,1	18,2	3,0	18,2	8,0	3,0	3,1	0,3
Вярямяселька . . . . .	16,0	5,2	15,1	4,2	21,1	20,2	7,0	7,0	4,2	—	—
Струги Красные . . . . .	8,0	10,1	1,2	2,0	7,3	18,1	32,2	20,1	1,0	—	—
Шапки . . . . .	10,0	3,5	1,4	3,1	19,5	23,3	21,3	15,4	2,5	—	—

Рассмотрим гранулометрический состав флювиогляциальных отложений, слагающих озы, линзы среди моренных толщ и зандры.

Гранулометрический состав отложений, слагающих озы и линзы в моренах, колеблется в широких пределах (табл. 11, рис. 26). Здесь встречается валунно-галечно-гравийно-песчаный материал и алевриты. Глинистые частицы, как правило, отсутствуют. Перенос материала потоками был, вероятно, в некоторых случаях кратковременным, потоки обладали большой плотностью, так как на валунах и гальках сохраняется глинистая пленка, толщина которой достигает иногда нескольких миллиметров. В связи с невыдержанностью в озах отдельных горизонтов и линз нельзя дать общую характеристику их гранулометрического состава. Необходимо приводить ее отдельно для различных горизонтов, указывая их площадь. Как отмечалось выше, в некоторых радиальных озах намечается гранулометрическая дифференциация. Зернистость закономерно изменяется от «истоков» оза к его «низовьям» — крупнозернистые осадки сменяются в общем более мелкозернистыми. Такие изменения гранулометрического состава характерны для многих радиальных и русловых озоз [107]. В поперечных разрезах таких озоз гранулометрическая дифференциация отсутствует. В строении озоз обычно принимают участие и отложения спокойных водоемов. Во многих озоз встречены линзы горизонтальнослоистых алевритов или песков, алевритов со слоистостью волноприбойных знаков, линзы морены и селеподобные морены. Все это свидетельствует о том, что образование озоз происходило в сложной, часто изменяющейся обстановке.

Наиболее грубозернистым составом обладают флювиогляциальные дельты. К центральной их части часто приурочен валунно-галечный материал.

Отложения, слагающие зандры, характеризуются непостоянством гранулометрического состава. Содержание валунно-галечного мате-

риала в них значительно снижается по сравнению с конусами выноса и озами. Мелкозем зандров имеет хорошую сортировку, однако максимумы приурочены к различным фракциям. Фракции  $< 0,01$  мм

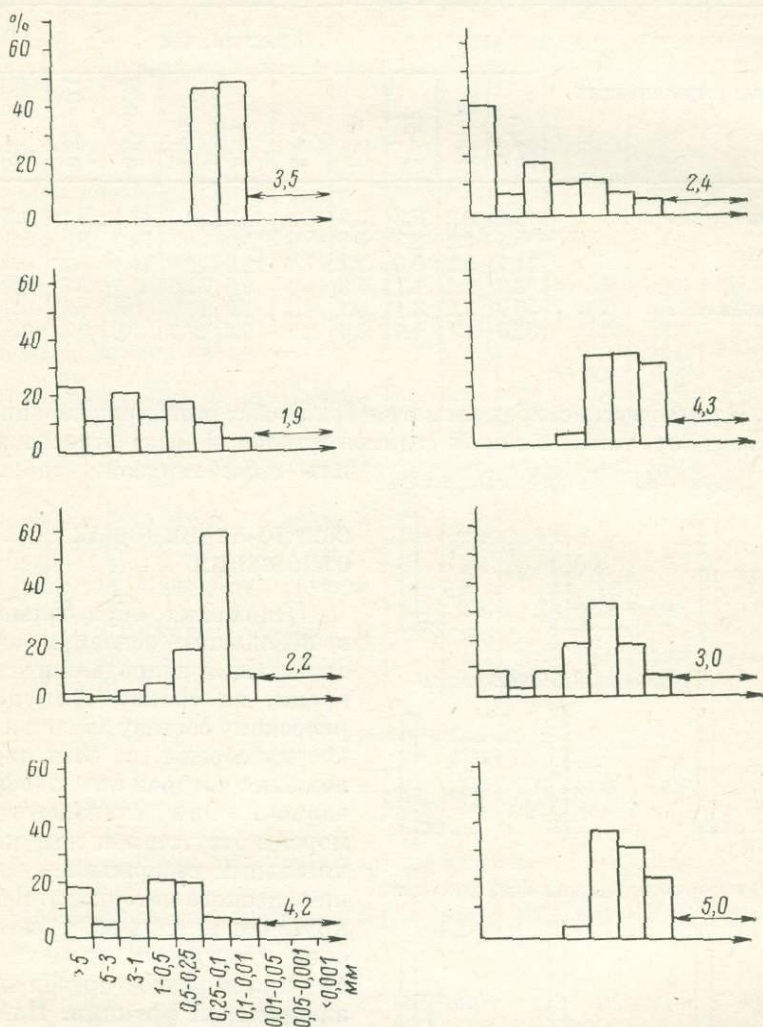


Рис. 26. Столбчатые диаграммы гранулометрического состава различных типов флювиогляциальных отложений (Великие Луки).

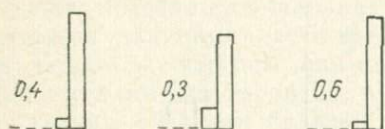
содержатся в весьма незначительном количестве, часто вообще отсутствуют, что свидетельствует о том, что воды, заливавшие обширные пространства, выносили глинистые частицы за пределы распространения зандров. В общем гранулометрический состав зандров характеризуется преобладанием песчаных фракций. Как показал

Гранулометрический состав отложений, слагающих зандры  
(по А. И. Гайгаласу, А. П. Микалаускасу, А. А. Юргайтису), %

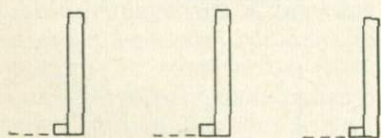
Фазы седиментации	Фракции, мм										
	>10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	<0,05
Плоская . . . . .	18,6 5,3	6,2 2,2	6,2 2,5	10,2 6,8	6,2 5,9	10,0 13,8	20,0 26,3	17,1 28,3	5,2 8,5	0,2 0,3	0,1 0,1
Дюнная . . . . .	11,1 2,5	5,2 1,4	5,2 1,7	9,4 5,6	7,4 4,2	12,9 9,6	25,6 31,0	16,1 35,7	6,2 7,5	0,6 0,5	0,3 0,3
Опльвневая . . . . .	56,0 31,0	3,6 1,1	3,1 1,3	5,7 3,0	4,0 2,7	7,9 6,3	11,9 18,7	5,4 25,0	1,9 9,4	0,3 0,9	0,2 0,6

А. Ю. Климашаускас, гранулометрический состав зандров неодинаков и зависит от того, к какой седиментационной фазе относится тот или иной горизонт (табл. 12).

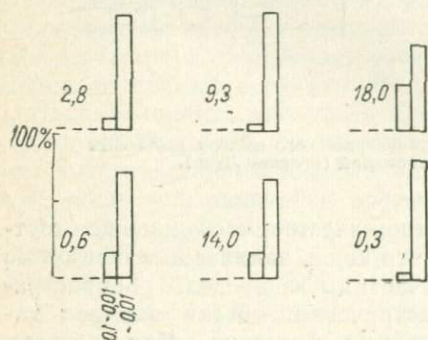
*Струго-Красненская возвышенность*



*Судомская возвышенность*



*Вязовско-Бежанщкая возвышенность*



### ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения, образовавшиеся в небольших водоемах, существовавших непродолжительное время, по своему гранулометрическому составу близки к мелкозему морены, за счет переотложения которой они и образовались. Они отличаются от морены отсутствием или незначительным содержанием валунно-галечного материала. В более крупных приледниковых водоемах отмечается лучшая сортировка и резкое преобладание алевритовой фракции. Наилучшей сортировкой обладают озерно-ледниковые отложения, слагающие звонцы и камы,

Рис. 27. Столбчатые диаграммы гранулометрического состава озерно-ледниковых отложений.

Глубина взятия образцов указана в метрах.

## Гранулометрический состав озерно-ледниковых отложений, %

Район	Фракции, мм						
	>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Водораздельные плато (звонцы)							
Великие Луки . . . . .				5,9	12,6	28,7	52,8
				10,0	13,5	26,2	50,3
Судомская возвышенность . . . . .	1,1	2,4		22,0	14,3	22,2	38,0
				7,3	19,0	28,6	45,1
Новгородская область, д. Звонцы			2,0	22,0	12,3	15,6	48,1
				6,1	14,8	24,1	55,0
Озерно-ледниковые отложения, вскрытые среди моренных толщ							
Скв. А, Великие Луки, глубины, м							
10,4—13,2 . . . . .		2,9	23,8	64,4	7,9	—	—
18,9—24,1 . . . . .		6,3	33,0	50,7	7,9	2,1	—
Скв. В, р-н Новгорода, глубина							
16,0—18,0 м . . . . .	0,8	1,2	12,1	10,4	6,2	6,3	
Скв. С., р-н Новгорода, глубина, м							
8,4—11,2 . . . . .			2,0	54,9	29,6	10,5	8,2
17,0—19,0 . . . . .			14,9	80,1	5,0	—	—
Локальные водоемы							
Подпорожье . . . . .	0,6	1,7	4,6	51,8	16,6	12,4	12,3
Тихвинский район . . . . .	0,3	2,6	20,5	57,4		19,1	
Региональные водоемы							
Онежско-Ладожский перешеек . . . . .	—	0,1	1,7	69,9	12,5	6,4	9,4
Крестецко-Валдайский район . . . . .		1,2	2,5	72,1	11,1	4,3	8,8
Ленточные глины							
Район Выборга . . . . .	—	—	—	35,1	12,0	16,2	31,1
Приневская впадина . . . . .	—	—	—	22,5	10,2	13,2	54,1
Ордовикское плато . . . . .	—	—	—	40,7	19,6	21,8	17,9
Район Великих Лук . . . . .	—	—	—	26,7	12,9	12,1	48,3
Район Новгорода, мощность зимних и летних слоев:							
5 мм; 1,5 см . . . . .				26,4	12,2	13,1	47,6
2 мм; 1,5 см . . . . .				44,7	9,6	16,9	28,8
4 мм; 2,0 см . . . . .				35,1	12,0	16,2	36,7

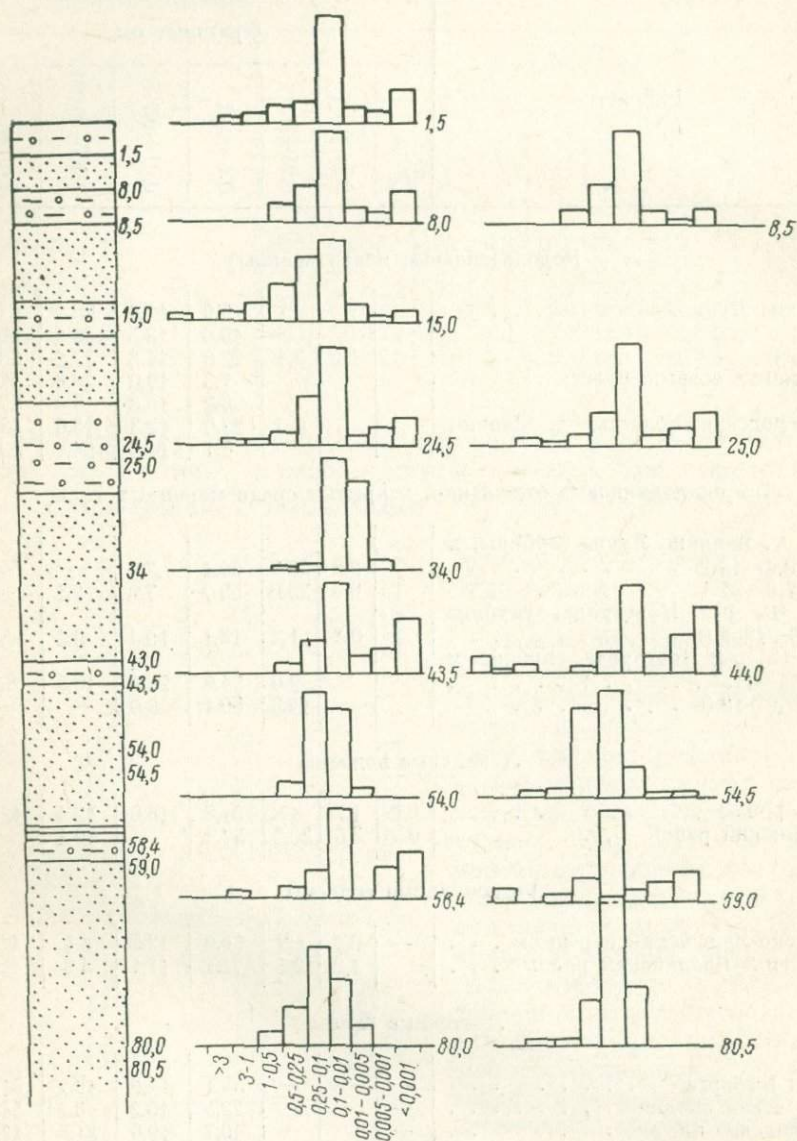


Рис. 28. Гранулометрический состав ледниковых и водно-ледниковых отложений, пройденных скважиной.

образовавшиеся в бассейнах с ледяными берегами. Среди озерно-ледниковых отложений как интергляциальной, так и перигляциальной зоны преобладают глины, алевриты и мелкозернистые пески. В перигляциальной зоне широко распространены ленточные глины (табл. 13). На рис. 27 приведен гранулометрический состав озерно-ледниковых отложений, слагающих звонцы, для которых характерна хорошая сортировка.

Для сопоставления гранулометрического состава ледниковых и водно-ледниковых отложений приводим данные, полученные по скважине, в которой из одних и тех же толщ с интервалом в 50 см были отобраны по два образца для контроля (рис. 28). Как видно на рисунке, наиболее постоянен гранулометрический состав морен. Озерно-ледниковые отложения характеризуются хорошей сортировкой. Максимальная фракция составляет обычно более 60% и приурочена то к песчаным, то к алевритовым фракциям.

## ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

### ГЛАВА IV

Петрографо-минералогический состав ледниковых и водно-ледниковых отложений обычно не имеет существенных отличий, так как обломочный материал, слагающий водно-ледниковые отложения, возникает за счет размыва морен, которые являются для водно-ледниковых отложений материнскими породами.

Как было отмечено в предыдущей главе, ледниковые отложения характеризуются определенным гранулометрическим составом и включают обломки самой различной величины — от крупных валунов до глинистых частиц. Состав частиц существенно меняется в зависимости от их размеров. Валуну, гальки и гравийные частицы представляют собой обломки пород, песчаные зерна — отдельные минералы, входящие в состав пород, разрушенных ледником, и алевритовые частицы — отдельные минералы и их обломки. Глинистые частицы наиболее однородны по своему составу. Они попадают в морену главным образом за счет захвата и ассимиляции глинистых отложений, по которым проходил ледник, а при перемыве морены водами включаются в водные осадки.

Отложения области валдайского оледенения получали материал из двух петрографических провинций — Балтийского щита, сложенного изверженными и метаморфическими породами, и Русской платформы, в строении которой принимают участие осадочные породы.

Различные типы материнских пород в неодинаковой мере обогащали морену крупными и мелкими обломками. Чем прочнее порода, тем больше шансов, что крупные обломки ее будут встречаться не только в районе распространения этих пород, но и далеко за его пределами. Рыхлые породы обогащают в первую очередь мелкозернистые фракции морен (рис. 29). Кроме того, размер валунов зависит от отдельности пород. Так, например, валуны гранитов рапакиви обычно крупные, тогда как валуны кварцитов, несмотря на их высокую прочность, имеют небольшие размеры даже в непосредственной близости от области питания.

В пределах Балтийского щита, как известно, обнажаются кристаллические породы очень разнообразного состава. Поэтому здесь, в морене, встречаются валуны различного петрографического состава,

а минеральная ассоциация песчаных фракций характеризуется большим разнообразием и включает неустойчивые минералы. В районах, где кристаллические породы скрываются под осадочными, в составе песчаной и алевритовой фракции преобладают устойчивые минералы. Состав валунов изменяется лишь в том случае, если ледниковое ложе было сложено плотными породами (известняками или песчаниками). Если морена залегает на несцементированных песчано-глинистых породах, петрографический состав валунов не изменяется. Так, петрографический состав валунов в пределах южной окраины Балтийского щита, на Карельском перешейке и в пределах Кембрийской денудационной равнины существенно не изменяется потому, что в кембрийских глинах и слабо сцементированных песчаниках при воздействии на них ледника не возникали валуны.

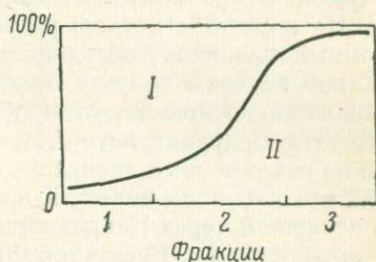


Рис. 29. Соотношение эрратического (I) и местного (II) материала в мелкоземных моренах.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВАЛУНОВ, ГАЛЕК И ГРАВИЯ

Петрографический состав валунов. Внимание исследователей, занимающихся изучением ледниковых отложений, прежде всего привлекали валуны. Распространение валунов, состоящих из чуждых для данного района пород, привело впервые геологов к мысли о значительно большем оледенении Альп, чем современные ледники, и послужило, как известно, одним из основных доказательств материкового оледенения в антропогене, а затем и в более древних системах.

Позже изучение петрографического состава валунов дало возможность наметить конусы рассеивания валунов, оконтурить питающие провинции, и, таким образом, установить пути переноса их ледником.

Валуны в пределах северо-запада европейской части СССР изучались многими исследователями. Не останавливаясь на всех работах начала XIX в., отметим лишь работу А. И. Оливьери, который при изучении отложений Новгородской области обратил внимание на обилие валунов в пределах Валдайской возвышенности, отметил увеличение их размеров и количества в северо-западном направлении и, таким образом, правильно определил положение области их сноса к северо-западу.

В конце XIX в. изучение валунов в ледниковых отложениях проводили Г. Гревинг, А. Лагорио, Ф. Шмидт, Г. Гельмерсен, Э. Толль, Н. Рамсей, Х. Хаузен и др.

Большое внимание изучению петрографического состава валунов в 30-е годы начали уделять С. А. Яковлев и С. В. Яковлева. С. В. Яковлев на основе изучения петрографического состава валунов

пришел к выводу о наличии трех центров оледенения и выделил среди эрратических валунов руководящие, коренные выходы которых известны и, следовательно, дают возможность определить положение питающей провинции и направление движения ледника.

По изучению петрографического состава валунов накопился огромный материал, но лишь для некоторых районов. Наиболее детально изучены валуны Прибалтики и некоторых участков северо-запада европейской части СССР. В пределах Кольского полуострова выявлен Кольский поток (Н. Рамсей). Для него характерно присутствие нефелиновых сиенитов, кианито-ставролитовых сланцев и других руководящих пород. Южнее намечен Кандалакшский поток, переносивший через Кандалакшский залив валунный материал, захваченный в Северо-Восточной Финляндии (микроклиновые пегматоиды, габбро-амфиболиты, плагиогнейсо-граниты и др.).

Для восточной части Ленинградской области большое значение имел Ладожский поток, двигавшийся в южном направлении. Для отложений этого потока характерны валуны гранитов рапакиви, серых гнейсов, биотитовых сланцев и ортоклазовых гранитов различной зернистости. Материнские массивы этих пород расположены в Северном Приладожье и в Юго-Восточной Финляндии.

В Ленинградской области и на Карельском перешейке большая часть валунов представлена породами, распространенными в Финляндии: различными гранитами, гнейсами, гранулитами, амфиболитами, слюдяными сланцами, филлитами, кварцитами и песчаниками.

В пределах южной части кристаллического щита содержание гранитов достигает 76,6% от общего состава валунов, гнейсов — 11,3%, кварцитов — 8,0% и основных пород — 4,1%. Над гнейсами резко возрастает количество валунов гнейсов, которое достигает 58,1%, тогда как количество валунов гранита снижается до 30,0%, кварцитов — до 8,6% и основных пород — до 3,3%. Резко возрастает содержание кварцитовых валунов над кварцитами (41,6%) и диабазовых валунов в моренах, залегающих на диабазах (59,1%). Таким образом, в районе распространения кристаллических пород состав валунов в морене определяется в первую очередь составом пород питающих провинций и направлением ледниковых потоков, разносивших их на различные расстояния.

Единичные крупные валуны (более 2 м в поперечнике) встречаются на расстоянии 500 км и более от коренных выходов (район Валдайской, Бежаницкой возвышенности и др.).

Размерные гранулометрические фракции обладают различным петрографо-минералогическим составом. Поэтому их надо изучать пофракционно. Это относится и к валунам, размеры которых зависят от расположения трещин отдельностей и размеров первичных обломков, которые являются источником валунно-галечного материала и приводят к соответствующему распределению их по размерным фракциям. Наиболее крупные валуны обычно представлены гранитами рапакиви и гранито-гнейсами. Меньшими размерами обладают валуны основных пород, еще мельче валуны кварцитов и песчаников.

Валуны карбонатных пород не достигают больших размеров и быстро разрушаются. При разрушении карбонатных пород резко возрастает содержание обломков около 30 см в поперечнике [41]. Еще меньшие размеры обломков возникают при экзарации песчано-алевритовых пород. В общем можно отметить, что валуны, имеющие размер более 1 м в поперечнике, представлены кристаллическими породами.

Количество валунов, возникающих при воздействии ледника на ложе, зависит от прочности пород: чем устойчивее породы ложа, тем меньше возникает обломков, но они могут транспортироваться на огромные расстояния.

На соотношение валунов различного петрографического состава влияет также прочность пород, условия и длительность переноса. К районам распространения рапакиви, как правило, в современном рельефе приурочены понижения, свидетельствующие о большой выпахивающей деятельности ледника. Возникшее при этом большое количество крупных глыб гранита переносилось ледником на значительные расстояния. Количество валунов рапакиви в морене, залегающей на этих породах, достигает 80% и быстро убывает в южном и юго-восточном направлениях. На расстоянии 20 км оно уже снижается до 45—50%, а на расстоянии 40 км — до 20—25%. Одновременно в этом же направлении уменьшается и размер валунов.

За пределами Балтийского щита ледник двигался по осадочным породам, представленным терригенными и карбонатными толщами. Обломки этих пород поступали в тело ледника, где и смешивались с кристаллическими породами. По мере движения ледника содержание обломков осадочных пород в нем возрастало, в то время как кристаллических убывало за счет их рассеивания по большей площади, а отчасти за счет истирания в теле ледника.

Аналогичные изменения наблюдаются и в разрезах. Сверху вниз увеличивается влияние подстилающих пород и относительно уменьшается содержание валунов кристаллических пород.

На соотношение валунов различного петрографического состава влияет также их устойчивость. В выветрелых моренах, как это показали работы Е. Рихтера, Е. Дапплеса и других исследователей, процентное содержание валунов изменяется. Наибольшее количество выветрелых валунов наблюдается в абляционно-потоковой морене. В основных моренах, перекрытых торфяниками, выветрелые валуны приурочены к верхней части толщи. Некоторые валуны распадаются на дресву (в особенности граниты рапакиви, поэтому они и получили название рухляков), другие режутся лопатой (слюдистые сланцы, филлиты, реже гнейсы).

В настоящее время наиболее детально изучен петрографический состав валунов морен, распространенных в пределах северо-запада европейской части РСФСР и в Прибалтике. В Эстонии этому способствовали работы Х. Вийдинга [8] и А. В. Раукаса [77], изучавших петрографический состав валунов в разновозрастных моренах Эстонии. Валуны, распространенные в пределах Латвии, изучены А. Дрейманисом, В. А. Перконсом, Р. Кнапсом и В. Мелзобсом, И. Г. Кон-

шиним, А. С. Савваитовым, К. Я. Спрингисом [94] и др. Петрографический состав валунов, распространенных в пределах Литвы, освещен в работах Р. И. Тарвидаса [97], А. И. Гайгаласа [12, 13, 16, 17] и др.

Х. Вийдинг [8] установил области питания валунов Эстонии (Южная Финляндия, Ботнический залив и дно Балтийского моря), выделил руководящие валуны (граниты рапакиви, кварцевые порфиры, пегматиты, аплиты, сиениты, диориты, габбро, анортозиты, лабрадоровые порфиры и порфириты, плагиоклазовые порфириты, диабазы и уралитовые порфириты, гнейсы и амфиболиты, кварциты, песчаники). На основе изучения распространения валунов различного петрографического состава Х. Вийдинг установил, что во время последнего оледенения в Эстонии господствовало меридиональное направление движения ледника. По петрографическому составу валунов он выделил отложения различных стадий последнего оледенения, которые не отмечены четкими краевыми формами. Х. Вийдинг установил, что по мере увеличения мощности ледника центры оледенений передвигались к востоку, а в конце оледенения к западу.

Аналогичные наблюдения проводились затем в пределах Литвы Р. И. Тарвидасом и А. И. Гайгаласом. Р. И. Тарвидас наметил конусы рассеивания валунов и установил их питающие провинции. На основе изучения петрографического состава валунов Прибалтики он установил, что частота нахождения валунов различного типа пропорциональна площади распространения материнских пород (табл. 14).

Таблица 14

Петрографический состав кристаллических валунов  
в северо-западной части Русской платформы  
(по данным Х. Вийдинга, Р. И. Тарвидаса, Е. В. Рухиной)

Группа пород	Площадь распространения в Финляндии, км <sup>2</sup>	Состав валунов, %				
		Эстонии	Литвы	Литвы	Карельского перешейка	Онежско-Ладожского перешейка
Гранитоиды . . . . .	78.3	82.2	83.7	84.3	80.8	20.3
Основные породы . . . . .	8.2	3.5	8.6	9.1	3.1	51.1
Метаморфические породы . . . . .	9.1	12.9	6.1	4.1	15.1	20.4
Кварциты и песчаники . . . . .	4.3	1.3	2.5	2.1	1.0	8.2
Известняки . . . . .	0.1	0.1	0.1	0.4	—	—

На территории Литвы отмечено увеличение содержания валунов и галек, принесенных из Средней Швеции в моренах бранденбургской (бологовской) стадии, обусловленное большой мощностью ледникового щита и его радиальным растеканием. Мощность ледника

в франкфуртскую стадию была значительно меньше, в связи с чем роль доледникового рельефа возросла и возникли ледниковые потоки. Большое значение имел Балтийский поток, который снизил поступление эрратического материала, приносимого шведским потоком, и повысил относительное содержание пород, выходы которых в настоящее время известны на дне Балтийского моря и Аландских островах.

Изучение валунов в отложениях померанской стадии позволило установить направление движения ледниковых потоков. Основной поток на территории Южной Прибалтики двигался почти меридионально. На западе Литвы увеличивается количество валунов из Средней Швеции и со дна Балтийского моря, а на северо-востоке Литвы — из Юго-Восточной Финляндии и Карелии. В померанскую стадию выделяются три потока — Балтийский, Средне-Литовский и Выборгско-Северо-Балтийский [4, 100].

Проведенные в Прибалтике замеры ориентировки валунов и галек в моренах последнего оледенения помогли восстановить наличие ледниковых потоков и направление их движения (Х. Вийдинг, А. И. Гайгалас, А. В. Раукас, К. Я. Спрингис, Г. И. Коншин, А. С. Саввантов, И. Г. Вайнбергс, А. И. Гайгалас, В. К. Гуделис и др.).

Изучение петрографического состава валунов из краевых образований бранденбургской (бологовской), франкфуртской (едровской) и померанской (вепсовской) стадий показало, что они отличаются по количественному содержанию руководящих валунов из пород различных областей Фенноскандии. В бранденбургских краевых образованиях преобладают руководящие валуны Восточной Швеции (27,6%), в франкфуртских — породы дна Балтийского моря (31,7%), в померанских — породы Финляндии (около 15%).

Такие различия обусловлены влиянием питающих провинций. Изменение их положений в различные фазы верхнеплейстоценового оледенения подтверждаются замераами ориентировки удлиненных валунов основных морен этих стадий. Удлиненные валуны в моренах бранденбургского возраста ориентированы на северо-восток (315—325°), в франкфуртских на северо-запад (325°) и померанских на северо-запад (340—345°).

Изучение петрографического состава валунов, заключенных в ледниковых отложениях северо-запада европейской части СССР, показало, что пути движения ледника в значительной мере определялись рельефом местности. С. В. Яковлева [111] отмечает, что элементами рельефа, направляющими движение ледника в центральных частях Русской равнины, были Кандалакшский и Онежский заливы Белого моря, Онежское озеро, а в западных частях ее — Ладожское озеро и Финский залив.

Состав валунов в значительной степени зависит также от пород, на которых залегают морена [89]. Изучение петрографического состава валунов широко используется в стратиграфических целях. Некоторые возрастные отличия отмечены для морен Белоруссии. А. И. Коптев ввел коэффициент гранита (отношение пород гранитного состава ко всем остальным) и коэффициент рапакиви (отношение количества

валунов рапакиви ко всем гранитным породам). Для молодых морен оба коэффициента выше, чем для древних (3,89 и 0,16 и 2,91—0,13). Детальное сопоставление моренных горизонтов Литвы по петрографическому составу валунно-галечникового материала провел А. И. Гайгалас. Он отмечает, что наиболее отчетливые петрографические отличия зафиксированы между моренами различных ледниковых эпох. Значительно слабее они выражены для морен различных стадий.

Петрографический состав галек. В ледниковых отложениях помимо валунов обычно присутствуют обломки от 1 до 10 см в поперечнике. Изучая их, можно не только установить пути движения ледника, но и выделить разновозрастные морены. Исследование галек производится не только в обнажениях, но и в буровых скважинах. Такие наблюдения помогают стратиграфическому подразделению разновозрастных морен. При этом исследователи опираются на большее количество наблюдений (в связи с незначительными размерами галек), и выводы их могут быть более убедительными, чем при изучении валунов, тем более, что гальки образуют часто скопления. Особенно широко распространены они среди флювиогляциальных отложений и часто почти целиком слагают селеподобные моренные отложения.

В распределении галек и щебня в моренах намечается определенная закономерность. В нижних частях моренных толщ преобладают щебень и плохо окатанные гальки местных коренных пород. Количество их убывает вверх по разрезу. В том случае, когда вскрыты две толщи морен, содержание обломков местных пород обычно больше в нижней, более древней, морене.

Среди галек кристаллических пород в пределах Карельского перешейка преобладают породы гранитного состава (60%). Метаморфические породы (преимущественно гнейсы) составляют 3%, эффузивы — 3%, кварциты — 2%, основные эффузивы, диабазы и диабазовые порфириты — 2%. Содержание последних возрастает к востоку. На Онежско-Ладожском перешейке в пределах восточной части Ленинградской и Новгородской областей соотношение между количеством галек кристаллических пород изменяется. Преобладают гальки разновидностей основных эффузивов (диабазов, диабазовых порфиритов), которые составляют 50%, за ними следуют граниты (30%), метаморфические породы (15%), основные породы групп диорита и габбро (3%) и кислые эффузивы (2%) (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры).

Большое внимание изучению петрографического состава галек и их ориентировке уделяют прибалтийские геологи (А. И. Гайгалас, А. Дрейманис, Г. Н. Коншин, В. М. Куршс, К. К. Орвику, В. Перковс, А. В. Раукас, К. Я. Спрингис и др.).

Изучение петрографического состава галек и валунов кристаллических пород Эстонии, проведенное Х. Вайдингом и А. В. Раукасом, показало, что в общем они существенно не отличаются, но в галечной фракции увеличивается содержание эффузивных пород, кварцитов и кварцитоподобных песчаников. Петрографический состав валунно-

галечно-гравийных фракций ледниковых отложений в пределах Белоруссии изучался Э. А. Левковым. Он отмечает, что петрографический состав их в отложениях различных генетических типов в общем довольно близок. Количественные соотношения обломков различных горных пород изменяются в зависимости от их величины. Среди валунов преобладают кристаллические породы, среди галек — осадочные.

Изучение петрографического состава галек, произведенное А. И. Гайгаласом [10, 13], подтвердило выводы Р. И. Тарвидаса, основанные на петрографическом составе валунов, об изменении направления движения ледника не только для различных оледенений, но и их стадий. По руководящим валунам и галькам, включенным в морены последнего оледенения, а также их ориентировке, А. И. Гайгалас выделяет разновозрастные горизонты морен. В бранденбургскую стадию ледник двигался с северо-запада на юго-восток. В померанскую стадию ледник образовал три потока: Балтийский (западная часть Литвы), Средне-Литовский, покрывавший центральную ее часть, и Белорусский, перекрывавший северо-восточную часть Литвы и двигавшийся из Белоруссии.

Изучение петрографического состава галек, включенных в морену, как это показали работы А. И. Гайгаласа, дает представление о распределении центров оледенения и направлениях движения ледников и может до некоторой степени заменить изучение петрографического состава валунов, особенно если их количество невелико. Петрографический состав галек широко используется для корреляции моренных толщ. Так, в галечной фракции среднеплейстоценовых морен галек кристаллических пород больше, чем в моренах верхнего плейстоцена. Среди галек осадочных пород в среднеплейстоценовых моренах преобладают гальки мезозойских пород, а в неоплейстоценовых — палеозойских пород. Обычно изучение петрографического состава галек сопровождается замерами их ориентировки.

Петрографо-минералогический состав гравийной фракции. Петрографический состав галечно-гравийных фракций ледниковых отложений зависит от тех же факторов, что и валунно-галечной фракции, т. е. изменяется в зависимости от размера. Так, во фракции 10—3 мм преобладают обломки пород, тогда как в более мелких фракциях — отдельные минералы. Дж. Лундквист (J. Lundquist) предложил заменить подсчет валунов подсчетом гравийных зерен. Применение этого метода вполне себя оправдывает, если учитывать, что породы неодинаковой прочности обогащают различные по крупности фракции. Так, обломки гранитов в большем количестве скапливаются в крупных гравийных фракциях. Кварцевые порфиры дробятся сравнительно легко до размера крупного гравия, после чего они истираются очень медленно. Поэтому содержание обломков кварцевых порфиров в крупно-гравийной фракции тоже невелико. Кварциты и плотные песчаники достаточно устойчивы и в крупных обломках.

В пределах кристаллического щита в крупных гравийных фракциях преобладают обломки гранитов. Содержание обломков кристал-

лических пород достигает в них 40—50%. В более мелких фракциях преобладают обломки полевых шпатов (40—45%) и в мелком гравии — кварц (30—35%).

На осадочных карбонатных породах обломки их достигают 80% и быстро уменьшаются по мере удаления от уступа. На расстоянии 5 км к югу от глинта (но все еще в пределах распространения карбонатных пород) количество карбонатов в гравийной фракции снижается до 40%, возрастает содержание полевого шпата и кварца.

На песчано-глинистых отложениях девона процентное содержание обломков кристаллических пород, зерен полевого шпата и кварца опять увеличивается.

Изменение петрографического состава обломков гравийной фракции показано К. К. Орвику [70, 71] на примере верхней морены в пределах Эстонии. В моренах, распространенных на карбонатных породах ордовика, силура и девона, с одной стороны, и на девонских песчано-глинистых отложениях, с другой — не только изменяется количество гравийной фракции (из-за большой рыхлости девонских пород), но и заметно изменяется ее петрографический состав. В северной части Эстонии гравийные фракции в моренах, залегающих на карбонатных породах, сложены ими нередко на 85—90%, на девонских же породах содержание гравийных зерен карбонатных пород остается около 30—40%.

В связи с общим уменьшением гравийной фракции в морене на девонских породах количество обломков кристаллических пород значительно увеличивается по сравнению с мореной, залегающей на карбонатных породах. Аналогичные наблюдения для Латвии были отмечены Г. И. Коншиным [36], В. М. Куршсем [42], В. Перконсом, Ю. Эйдуком, М. Калпыншем и др.

В. М. Куршс [42] отмечает, что коренные осадочные породы оказывают наибольшее влияние на состав гравийной фракции, так как осадочный материал, как менее устойчивый, быстро истирается, что обуславливает его качественные изменения. В. И. Куршс установил закономерности в изменении гравия даже на небольших участках. Содержание же материала магматических пород в гравийной фракции меняется главным образом количественно, и эти изменения можно проследить лишь на значительных расстояниях. В разновозрастных моренах Литвы А. И. Гайгаласом [14] отмечены некоторые отличия петрографического состава галечной фракции.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ

Минеральный состав песчано-алевритовой фракции ледниковых отложений начал изучаться сравнительно недавно по сравнению с дочетвертичными породами. Среди ледниковых отложений наиболее детально изучены флювиогляциальные отложения, с которыми связаны песчано-гравийные месторождения. Минеральный состав песчано-алевритовых фракций морен привлек к себе внимание исследователей лишь в последние десятилетия.

Впервые минеральный состав песчаной фракции морен исследовался Ю. Л. Рудовицем (результаты опубликованы в 1956 г.). Состав морен района Москвы был изучен С. Г. Саркисяном и К. И. Спасибуховой. Данные по минералогии морен Кольского полуострова приводятся в работах А. Д. Арманда, А. А. Никонова, К. М. Рябцевой и др. Работы по изучению связи между минеральным составом четвертичных отложений и подстилающими коренными породами проводятся Г. С. Бискэ. Минеральный состав водно-ледниковых отложений Карелии охарактеризован М. М. Шукевич. На основе сопоставления минерального состава песчаной фракции морен, распространенных на северо-западе европейской части СССР, А. С. Рябченков [90] провел их стратиграфическое подразделение. Он отметил также изменение минерального состава в зависимости от длительности переноса мореного материала. Минеральный состав морен Приднепровья изучен М. Ф. Векличем, Л. М. Дорофеевым, А. П. Ромодановой и др.

Минералогия четвертичных отложений Белоруссии, и в том числе ледниковых, освещена в работах А. И. Коптева [39, 40], А. В. Матвеева [62, 63, 64], С. Д. Махнача [60] и др. Они отмечают некоторые закономерности в изменении минерального состава, как в плане, так и в разрезе. Минеральный состав ледниковых отложений Литвы изучался А. Ю. Климашаускасом, А. А. Юргайтисом, В. К. Климавичене [32], А. Люнчусом и многими другими.

Минералогия ледниковых отложений Эстонии освещена в работах А. В. Раукаса [74, 75, 78, 79, 80]. Он дает описание всех минералов, обнаруженных в моренах Эстонии, выделяет минералы наиболее важные в стратиграфическом отношении и выявляет некоторые закономерности распределения минералов в Северной и Южной Эстонии.

В Латвии минералогии плейстоценовых отложений уделяют внимание М. Я. Крукле, И. А. Аппините, А. С. Савваитов [92, 93], В. Г. Ульст, Я. Я. Майоре [101] и др. В. Г. Ульст и Я. Я. Майоре предлагают использовать для стратиграфического подразделения ледниковых отложений окатанность зерен роговой обманки, количество которой возрастает от более древних отложений к более молодым. Этот метод не везде дает положительные результаты. Так, в моренах, распространенных на северо-западе европейской части Советского Союза, такой закономерности нет. В пределах Эстонии степень окатанности зерен роговой обманки в разновозрастных моренах тоже не изменяется.

На минеральный состав и выход тяжелой фракции в значительной степени влияет состав пород питающих провинций, длительность и условия переноса обломочного материала и его отложения. Выход тяжелой фракции не остается постоянным не только для различных толщ, но даже в пределах одной толщи изменяется в значительных пределах. Процентное содержание и состав тяжелой фракции зависит в первую очередь от состава коренных пород, по которым двигался ледник, условий переноса и отложения, а также вторичных преобразований. В пределах кристаллического щита тяжелая фракция состава

вляет 3—5%, нередко повышаясь до 10%; на осадочных породах содержание ее уменьшается до 1% и ниже.

Выход тяжелой фракции зависит также от размерных фракций (табл. 15). Неодинаков и минеральный состав различных размерных фракций не только тяжелой, и но легкой фракции. Максимальное количество кварца приходится на фракцию 0,25—1,0 мм и минимальное на 0,05—0,01 мм. Содержание полевых шпатов увеличивается в мелких фракциях. Максимальное его количество приурочено к фракции 0,05—0,01 мм. Содержание карбонатов резко увеличивается в сторону мелких фракций. На различную концентрацию минералов в определенных размерных фракциях обратили внимание не только литологи (М. К. Калинин), но и геологи-четвертичники (Х. Вийдинг, А. В. Раукас, А. В. Матвеев, А. Ю. Климашаускас, М. Я. Крукле, С. Д. Махнач, С. Г. Дромашко, К. И. Лукашев, А. В. Савваитов, Р. Радиновский, Ж. Жиховский, A. Dreimanis, E. Reavely, W. Harrison [119, 120], A. Dreimanis, J. Vagners [116, 117]).

Таблица 15

Содержание тяжелых минералов  
в различных размерных фракциях

Фракции, мм	Кристаллический щит, %	Русская платформа, %
0,5—0,25	1,00—12,75	0,50—3,06
0,25—0,1	0,87—10,16	0,44—2,87
0,1—0,05	0,90—11,04	0,61—1,64
0,05—0,01	0,68—8,23	0,36—0,72

Такое неравномерное распределение минералов обусловлено первоначальным их размером в породах, слагающих области ледникового сноса, и абразивной прочностью минералов.

Отметим, что наиболее прочные минералы, такие, как циркон, рутил и другие, попадают в мелкие фракции по своим первоначальным размерам. Крупными размерами обладают такие непрочные минералы, как эпидот, цоизит, пироксены и другие, но они относятся к абразивно-непрочным. Однако в ледниковых отложениях минералы группы эпидота, турмалина, как правило, содержатся в большем количестве в крупнозернистых фракциях, часто на значительных расстояниях от области сноса.

На распределение минералов по размерным фракциям оказывают существенное влияние размеры зерен в материнских породах. Так, обогащение мелких фракций такими минералами, как циркон, рутил, апатит, топаз, флюорит и другие, обусловлено их размерами в материнских породах, а не длительностью транспортировки. Роговая обманка, эпидот, пироксены, дистен и ставролит образуют более крупные кристаллы в материнских породах. Поэтому они тяготеют к более крупным размерным фракциям, хотя и относятся к менее устой-

чивым минералам, чем циркон, рутил и др. Их размеры изменяются во время транспортировки и они в связи с этим могут переходить в мелкие размерные фракции. Такой же процесс отмечается у биотита, мусковита, хлорита, количество которых возрастает в сторону мелких

Таблица 16

Содержание некоторых тяжелых минералов  
в различных размерных фракциях, %

Минералы	Фракции, мм			
	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01
Циркон	—	0,8	3,3	11,8
	—	0,7	2,8	8,7
	—	2,1		4,6
	—	0,7		6,2
	—	0,5		3,8
	—	0,5		14,0
Рутил	—	0,5	1,1	4,8
	—	0,1	0,2	1,8
	—	0,2		0,9
	—	—		0,9
	—	0,4		1,6
	—	0,2		1,8
Гранат	10,8	20,4	15,9	8,6
	6,8	20,6	20,0	9,2
	11,1	28,8		23,6
	14,5	26,3		25,9
	12,0	21,9		19,2
	9,8	29,6		20,0
Роговая обманка	23,8	22,2	22,0	21,2
	28,0	30,8	29,1	25,6
	35,4	33,4		28,0
	29,0	28,1		24,2
	28,8	30,0		26,5
	30,0	32,5		31,4
	26,7	31,0		17,7

фракций и обусловлено истиранием (абразией) и дроблением минералов. Некоторые исследователи (А. Н. Спицын) считают, что главная роль при переносе ледником принадлежит дроблению.

В табл. 16 сопоставлен минеральный состав фракций 0,25—0,10 и 0,1—0,01 мм, выделенных из морен и флювиогляциальных песков различных районов северо-запада европейской части Советского Союза.

Как видно из табл. 16, содержание некоторых минералов остается в общем постоянным (то увеличиваясь, то уменьшаясь в различных размерных фракциях). Относительно постоянно содержание граната, тогда как содержание циркона и рутила во всех случаях возрастает по мере перехода к тонкозернистым фракциям. В песчаной фракции (0,5—0,25 мм) преобладают амфиболы — 25—30%. В мелкоалевритовой фракции снижается содержание роговой обманки.

Объяснить эти изменения только различной абразивной и химической устойчивостью минералов нельзя. В частности, циркон и рутил — одни из наиболее стойких против выветривания минералов — в значительном количестве встречаются в виде хорошо ограненных кристаллов и отсутствуют в крупнозернистых фракциях. Следовательно, обилие циркона и рутила в тонкозернистой фракции обусловлено не столько их устойчивостью, сколько небольшой величиной кристаллов в материнских породах. Поэтому при изучении минерального состава некоторые исследователи (W. Harrison [119], R. Racipovski, J. Rzechowski и др.) определяли состав всех фракций. Наилучшие результаты дает сопоставление трех размерных фракций (0,25—0,1; 0,1—0,05 и 0,05—0,01 мм). Это позволяет показать изменения в содержании наиболее распространенных минералов по мере изменения их размеров и даст возможность сопоставлять отложения различных генетических типов, из которых одни бедны мелкоалевритовыми фракциями (флювиогляциальные), другие песчаными (некоторые озерно-ледниковые отложения и многие морены). Тогда как минеральный состав можно сравнивать лишь для одинаковых размерных фракций. Однако поскольку определение минерального состава весьма трудоемко и часто приходится выбирать лишь одну фракцию, то можно рекомендовать алевритовую (0,1—0,01 мм) или крупноалевритовую (0,1—0,5 мм), которые содержатся в моренных отложениях в максимальном количестве [9].

В настоящее время большинство геологов (А. В. Матвеев, Х. Вийдинг, А. В. Раукас, С. Г. Саркисян и К. И. Спасибухова и др.) для минерального анализа используют фракции 0,1—0,05 или 0,1—0,01 мм.

Некоторые геологи (А. И. Гайгалас, Б. Н. Гурский, А. Ю. Климашаускас и др.) считают, что наиболее представительна фракция 0,25—0,1 мм. Геологи Белоруссии изучают обычно минеральный состав двух фракций 0,75—0,01 и 0,1—0,75 мм. Однако такое подразделение на фракции не является общепринятым. Поэтому для корреляции толщ надо использовать сумму этих фракций (0,1—0,01 мм).

А. Дрейманис [115] рекомендует выделять фракцию наиболее характерную для изучаемых отложений. В. С. Лунев [54], исследовавший аллювий современных рек, пришел к выводу, что трудоемкое пофракционное изучение надо заменить изучением одной наиболее представительной для изучаемых отложений фракцией, но выбор ее можно сделать лишь после изучения каждой размерной фракции.

Из изложенного следует, что минералогические анализы необходимо проводить для строго определенных фракций. Для лед-

никовых отложений наиболее представительны фракции 0,1—0,01 мм.

Сопоставление данных минералогического анализа затрудняется часто не только выбором различных размерных фракций, но и методикой самого анализа. Так, не все аналитики дают определение рудных минералов, которые включают и аутигенные минералы. Нет единообразия в выделении титаносодержащих минералов, минералов группы эпидота, амфиболов и др. Не всегда имеются пояснения к содержанию карбонатов, входящих в состав легкой фракции. Все это в значительной мере снижает ценность минералогических анализов, по которым проводится корреляция разрезов и восстанавливаются палеогеографические условия образования различных толщ.

Наиболее непостоянно содержание тяжелой фракции во флювиогляциальных отложениях. Для них характерен повышенный выход тяжелой фракции, но он колеблется от 1 до 5% и более. Озерно-ледниковые отложения характеризуются пониженным содержанием тяжелой фракции, но наблюдаются повышенные концентрации — естественные шлихи. В разрезе такие шлихи дают тонкие прослои темно-серого цвета.

Минеральный состав песчаных фракций, так же как и петрографический состав валунно-галечно-гравийных, складывается из двух компонентов — минералов, возникших в результате разрушения кристаллических и осадочных пород.

Минеральный состав ледниковых отложений, распространенных в пределах кристаллического щита, несколько отличается от отложений, залегающих за его пределами на осадочных породах. Главными породообразующими минералами этих пород являются щелочные полевые шпаты, средние и основные плагиоклазы, кварц, амфиболы, пироксены, биотит, мусковит и различные слюды. В небольших количествах присутствуют турмалин, циркон, рутил, минералы группы эпидота, сфен, апатит, гранат, рудные минералы и др. В тяжелую фракцию ледниковых отложений входят перечисленные выше минералы в различных соотношениях. Легкую фракцию составляют кварц, полевые шпаты и слюды. Количество кварца, по сравнению с отложениями, распространенными в пределах платформы, незначительно (65—80%).

В пределах Русской плиты помимо минералов, поступивших с кристаллического щита, появляются минералы, попавшие в ледниковые отложения за счет разрушения ледником подстилающих осадочных пород, представленных карбонатными, песчано-глинистыми и песчаными разновидностями.

В песчаных и песчано-глинистых палеозойских породах Русской плиты тяжелая фракция содержится в очень незначительном количестве (обычно десятые и сотые доли процента). В легкой фракции песчано-глинистых пород содержание кварца превышает 99%. Содержание полевых шпатов и них незначительно и обычно не превышает 10%. Среди тяжелых минералов распространены устойчивые против выветривания минералы (циркон, рутил, гранат, турмалин и др.).

Карбонатные палеозойские породы содержат еще меньше тяжелых минералов, среди которых в нерастворимом остатке главное место принадлежит рудным минералам. Обычно они составляют до 80% тяжелой фракции нерастворимого остатка и в основном не влияют на состав тяжелой фракции ледниковых отложений, так как выход тяжелой фракции в них обычно составляет сотые доли процента. Карбонатные породы в значительной степени влияют на состав легкой фракции, снижая процентное содержание кварца в некоторых локальных моренах до 50% (за счет кальцита и доломита).

Содержание тяжелой фракции в ледниковых отложениях, по сравнению с подстилающими палеозойскими породами в пределах Русской платформы, значительно возрастает и достигает 1% и более за счет эрратических минералов, принесенных с Балтийского щита, среди которых в тяжелой фракции в значительном количестве представлены рудные минералы, амфиболы, минералы группы эпидота, гранат и циркон. Обычно присутствуют сфен, лейкоксен, рутил. В незначительном количестве и не всегда встречаются апатит, ставролит, силлиманит, турмалин, монацит, андалузит и некоторые другие, но содержание этих минералов обычно не превышает долей процента.

По мере удаления от Балтийского щита содержание эрратического материала уменьшается, что сказывается на резком уменьшении выхода тяжелой фракции. Одновременно возрастает влияние осадочных пород, которые обогащают песчаные фракции главным образом карбонатами на карбонатных породах, кварцем — на песчаных и слюдой — на песчано-глинистых породах девона.

Такие же изменения наблюдаются и в вертикальном направлении. В нижних горизонтах преобладает влияние подстилающих осадочных пород и относительно уменьшается содержание минералов кристаллического щита, в верхних возрастает содержание эрратических минералов.

Выявление влияния подстилающих пород на минеральный состав ледниковых отложений проводилось Карельским филиалом АН СССР под руководством Г. С. Бискэ в районе оз. Остер, где была установлена связь между составом ледниковых отложений и подстилающими породами.

Во всех докембрийских породах, распространенных в этом районе, были встречены следующие минералы: циркон, гранат, минералы группы эпидота, моноклинный пироксен (преимущественно в гнейсах, габбро-диоритах и амфиболах), гранат, апатит (наиболее обогащены плагиоклазовые гнейсо-граниты). В плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гнейсо-гранитах обычно встречаются рутил, сфен, а из рудных минералов — лимонит, халькопирит, в плагиоклазовых гранодиоритах и плагио-микроклинных гранитах — сфен, ромбический пироксен, из рудных — пирит, рутил, моноклинный пироксен (диопсид), турмалин и амфиболы.

Для пегматитов характерны рутил, турмалин, лимонитизированный пирит и магнетит и спорадические амфиболы, моноклинные и ромбические пироксены (гиперстен и диопсид), сфен, ильменит,

лимонит, халькопирит и гематит. В габбро-диоритах, амфиболитах и гнейсах обычно рутил, турмалин, сфен, ильменит и шприт.

Сопоставление результатов минерального состава коренных пород и ледниковых отложений показало, что состав ледниковых отложений в значительной степени зависит от состава коренных пород. Однако не все минералы подстилающих коренных пород встречаются в ледниковых (нет халькопирита, молибденита, флюорита). В ледниковых отложениях присутствуют минералы, которых нет в подстилающих породах. К ним относятся эрратические для данного района (андалузит, кианит, пьмонтит, пирохлор, оливин, ставролит, силлиманит, хлорит, топаз) и диагенетические (бурый железняк, возникающий в результате окисления магнетита). К минералам, присутствующим как в четвертичных отложениях, так и в коренных породах, относятся циркон, амфиболы, эпидот, магнетит, гранат, апатит, монацит и др.

Таким образом, подтверждается сходство минерального состава ледниковых отложений с местными коренными породами.

Однако, несмотря на влияние подстилающих пород, минеральный состав морен всегда отличается от состава коренных пород. Так, в пределах кристаллического щита они всегда обогащены кварцем, содержание которого превышает 60%, даже в том случае, когда морены залегают на основных и ультраосновных породах (Мончегорский и Печенгский районы Кольского полуострова). В моренах, залегающих на интрузии норитовых пород, в которых преобладают ромбические пироксены (50—60%) и основные плагиоклазы (30—40%), преобладает кварц. Это объясняется тем, что на состав морены влияет не только состав пород, распространенных в данном районе, но и состав пород на всем пути его движения. Кварц как наиболее устойчивый минерал является пороодообразующим любых морен, залегающих на породах различного состава.

Состав водно-ледниковых отложений, возникающих за счет перемыва морен или за счет размыва коренных пород (там, где мощность четвертичных отложений незначительна), тоже зависит от состава местных пород. Тесная связь между составом местных пород и перекрывающих их ледниковых отложений свидетельствует о незначительном переносе обломочного материала. Так, морены, залегающие на Онего-Сегозерском водоразделе, близки к составу основных коренных пород, которые подстилают морену в 18 км к северо-западу. В состав тяжелой фракции морены входят следующие минералы, характерные для основных пород: амфиболы, гематит, магнетит, моноклинные пироксены, сфен и др. В моренах района оз. Остер, где распространены кислые породы, преобладает циркон, ильменит, эпидот. В моренах, залегающих на кристаллических сланцах, — ставролит, силлиманит; на ультраосновных породах — оливин и хлорит.

Минеральный состав флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений в пределах кристаллического щита существенно не отличается от распространенных здесь же морен.

Минеральный состав ледниковых и водно-ледниковых отложений, распространенных на Карельском перешейке, характеризуется большим разнообразием минералов, повышенным содержанием в легкой фракции полевых шпатов, мусковита и биотита, которые составляют в среднем 27,3; 2,0 и 10,0%. Среди прозрачных минералов тяжелой фракции наиболее распространена обыкновенная роговая обманка (27,5%), местами ее содержание достигает 65,8%. Значительно содержание граната (22,3%). В отличие от морен, распространенных южнее, они богаты апатитом (1,7%), содержание которого в некоторых образцах достигает 5%. В значительном количестве встречены пироксены (ромбические 1,2%, моноклинные 0,7%). Часто присутствуют эгирин, авгит, андалузит, силлиманит и другие минералы.

При сравнении минерального состава морен и водно-ледниковых отложений видно, что морены включают большее количество минералов. В пределах распространения отложений вендского комплекса и кембрийских глин минеральный состав ледниковых отложений по сравнению с ними значительно разнообразнее. В тяжелой фракции коренных пород (содержание ее весьма незначительно — сотые доли процента), преобладают рудные минералы (не менее 60%) гранат и циркон. Роговая обманка обычно отсутствует и лишь в единичных образцах составляет доли процента.

В моренах повышенное содержание полевых шпатов (25—26% вместо 10—15% в коренных породах), присутствует мусковит (7—9%). Еще более резкие отличия наблюдаются в тяжелой фракции, выход которой возрастает в десять раз и более (0,45—1,53% вместо 0,06—0,08% в коренных породах). Резко возрастает содержание роговой обманки (12—25,9% вместо 0—0,7%). В ледниковых отложениях присутствуют ставролит, дистен, диопсид, тремолит, сфалерит, андалузит и другие минералы.

Четвертичные отложения в пределах Кембрийской денудационной равнины обогащены сидеритом и пиритом.

Минеральный состав водно-ледниковых отложений и морен, залегающих непосредственно на кембрийских отложениях, примерно один и тот же.

Морены, залегающие на глауконитовых песчаниках ордовика, характеризуются содержанием в легкой фракции глауконита.

В пределах глинта песчаная фракция морены значительно обогащена кальцитом, который иногда составляет 45% легкой фракции. Появляется глауконит. Состав тяжелой фракции остается примерно таким же, как в ледниковых отложениях, залегающих на отложениях вендского комплекса и кембрийских.

Содержание кальцита снижается в южном направлении до 5%. Кроме того, отмечается уменьшение содержания кальцита вверх по разрезу в пределах одной моренной толщи. Существует определенная закономерность изменения содержания тяжелой фракции в пределах Ордовикского плато. На севере, у глинта, где морена обогащена обломками коренных пород, в легкой фракции карбонаты составляют 40%. Соответственно снижается выход тяжелой фракции. Здесь же

наблюдаются некоторые изменения содержания тяжелой фракции в пределах одной толщи морены, а именно: в нижней части, контактирующей с коренными породами, выход тяжелой фракции минимальный. Обратная закономерность наблюдается в содержании амфиболов. Количество их в разрезе не возрастает вверх, а увеличивается по площади к северу и северо-западу по направлению к области питания.

В пределах Девонской низины влияние подстилающих пород выражено наиболее четко на выступах коренного рельефа. Карбонатные толщи девона обогащают легкую фракцию карбонатами.

Суммируя все вышеизложенное, подчеркнем еще раз, что ледниковые отложения, распространенные в пределах кристаллического щита и Русской плиты, довольно резко отличаются по минеральному составу. На Кольском полуострове, в Карелии и северной части Карельского перешейка он весьма разнообразен. В большом количестве встречаются рудные минералы, амфиболы, минералы группы эпидота, пироксены, апатит, рутил, сфен, турмалин, ставролит, силлиманит, кианит, шеелит, анатаз, брукит, андалузит, оливин, шпинель, молибденит, халькопирит и др.

В четвертичных отложениях, залегающих на палеозойских породах, среди тяжелых минералов преобладают рудные минералы, амфиболы, минералы группы эпидота, гранат, циркон, рутил, сфен, лейкоксен. В незначительном количестве (около 1% и менее) и не всегда присутствуют апатит, ставролит, пироксены, силлиманит, турмалин и др. В очень незначительных количествах (0,2—0,4%) встречаются анатаз, брукит, андалузит и др. Местами наблюдается обогащение сидеритом, фосфатами и другими минералами. Таким образом, в распределении минералов отмечаются территориальные изменения, связанные главным образом с источниками питания. Среди минералов, возникших за счет разрушения кристаллического щита, наибольшие колебания наблюдаются в содержании граната и эпидота. Содержание эпидота уменьшается с востока на запад, а граната в обратном направлении, что иллюстрируется табл. 17.

Таблица 17

Содержание граната и минералов группы эпидота в алевритовой фракции поздневалдайских ледниковых отложений, %

Район опробования	Гранат	Минералы группы эпидота
Онежско-Ладожский перешеек . . . . .	1—4	20—30
Тихвинский район . . . . .	3—6	16—25
Валдайская возвышенность . . . . .	4—8	6—4
Прильменье . . . . .	5—12	7—8
Верховье р. Ловати . . . . .	8—20	3—12
Ижорское плато . . . . .	10—15	5—9
Карельский перешеек . . . . .	15—25	5—13

В общем породы кристаллического щита влияют на минеральный состав морен и водно-ледниковых отложений, распространенных не только на кристаллическом щите, но и далеко за его пределами. Все ледниковые отложения, залегающие на осадочных породах, отличаются от них содержанием эрратических минералов (и более крупного обломочного материала), принесенных ледником с кристаллического щита и в первую очередь амфиболов. Содержание их в осадочных породах, которые служат ледниковым ложем, редко достигают 1%, часто вообще отсутствуют. В ледниковых же отложениях они составляют обычно не менее 10% тяжелой фракции.

В пределах распространения осадочных пород обогащение местным материалом происходит неравномерно в зависимости от состава и рельефа подстилающих пород. Коренные породы обогащают морены обломками доломитов, известняков и мергелей, главным образом, в районах, где коренные породы преграждали путь леднику. Одновременно происходило обогащение гравийной и отчасти песчаной фракции, но уже на расстоянии 3—5 км содержание карбонатов в морене резко снижается. Такие же изменения намечаются и в разрезе.

При движении ледника по песчаным и глинистым породам происходит их ассимиляция. Первые влияют на состав главным образом песчаной фракции, вторые — глинистой. Поэтому в ледниковых отложениях, залегающих на кембрийских глинах, изменяется в основном гранулометрический состав. Минеральный и петрографический состав валунно-галечно-гравийно-песчаной фракции остается таким же, как и севернее на Карельском перешейке, за исключением того, что в морене местами встречаются «катуны» синих глин и различной величины отторженцы (в поперечнике 15 м и более).

В моренах московского и днепровского оледенений, распространенных за пределами площади, перекрывавшейся валдайским ледником, отмечается необычное для морен валдайского оледенения значительное содержание местами циркона (до 18%) и рутила (до 8,8%) — двух наиболее устойчивых минералов тяжелой фракции. Очевидно, длительная транспортировка материала, давшего начало днепровской морене, вызывала разрушение менее устойчивых минералов, вследствие чего возросла концентрация циркона и рутила, которые в северных районах обычно не превышают 10% (циркон) и 2% (рутил).

Легкая фракция днепровской морены отличается от валдайской несколько повышенным содержанием кварца.

Значительный интерес среди минералов тяжелой фракции представляет группа амфиболов и главным образом обыкновенная роговая обманка, содержание которой в некоторых случаях помогает подразделять ледниковые толщи. В пределах кристаллического щита содержание роговой обманки сильно варьирует в зависимости от состава коренных пород. Количество роговой обманки снижается за пределами кристаллического щита. При удалении от него количество ее снижается довольно плавно.

Аналогичные изменения в содержании роговой обманки отмечены также В. Иеренфорсом для ледниковых отложений Швеции. Он отмечает, что в северной части Швеции роговая обманка в большинстве случаев составляет примерно половину всей тяжелой фракции. В южной же содержание роговой обманки значительно уменьшается (25—30%).

Некоторые изменения в содержании роговой обманки наблюдаются и в разрезах. Намечается тенденция к повышению ее содержания в молодых толщах, что свидетельствует о том, что на минеральный состав морен влияют подстилающие породы, а также то, что при образовании древних ледниковых толщ осадочные породы занимали большие площади.

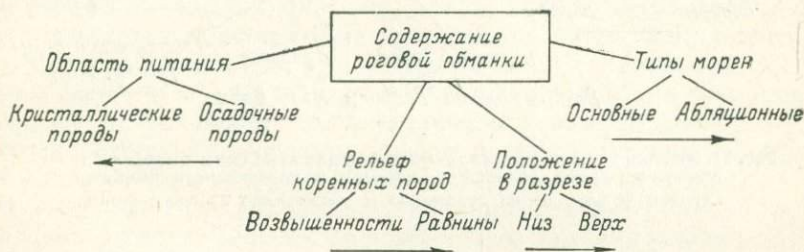


Рис. 30. Зависимость содержания роговой обманки от области питания, доледникового рельефа, условий образования и положения в разрезе.

Стрелки указывают на тенденцию к увеличению ее содержания.

Из этого правила есть много исключений. Так, например, местами днепровская морена богаче роговой обманкой, чем перекрывающие ее московская и валдайская. Зависимость содержания роговой обманки от подстилающих пород, их рельефа, положения в разрезе и типа морен приведено на схеме (рис. 30).

Среди минералов тяжелой фракции представляет также большой интерес эпидот. Как правило, максимальное его количество отмечается во фракциях крупнее 0,1 мм, что связано с размерами эпидота в материнских породах. Однако содержание его иногда возрастает и в алевритовой фракции. Это связано с тем, что в алевритовой фракции скапливаются обломки непрочных минералов.

Намечается некоторая закономерность изменения содержания тяжелой фракции в разновозрастных отложениях и в соотношении эрратического и местного материала. Существует тенденция к увеличению процентного содержания тяжелой фракции по мере перехода от более древних отложений к более молодым. (рис. 31). Однако отмечаются и обратные соотношения. Количество эрратического материала уменьшается по мере удаления от области питания. Резкое его уменьшение фиксируется над выступами коренного рельефа. Намечаются некоторые закономерности в соотношении местного и эрратического материала и в разрезе. Нижние горизонты ледниковых отложений обогащены местным материалом, количество которого убывает кверху (рис. 32).

Из изложенного выше и сопоставления схем (см. рис. 31 и 32) следует, что соотношение между эрратическим и местным материалом обуславливает выход тяжелой фракции и содержание роговой обманки.

Для выявления соотношений между отдельными минеральными группами, присутствующими в ледниковых отложениях, применяют

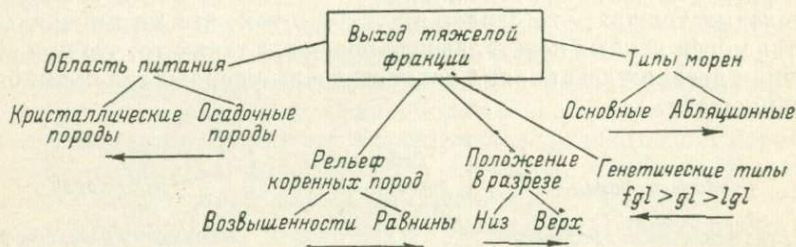


Рис. 31. Зависимость содержания тяжелой фракции от области питания, доледникового рельефа, условий образования и положения в разрезе. Стрелки указывают на тенденцию к увеличению ее содержания.

различные коэффициенты. Широко используется кварцево-полевошпатовый коэффициент (В. В. Добровольский), который представляет собой отношение содержания кварца к полевому шпату. Применяют также коэффициент устойчивости — отношение устойчивых минералов к неустойчивым для морен изменяется обычно в пределах



Рис. 32. Зависимость соотношения между эрратическим и местным материалом от области питания, доледникового рельефа, условий образования и положения в разрезе.

Стрелки указывают на тенденцию к увеличению содержания эрратического материала.

0,3—1,5 [22]. К недостаткам этого коэффициента надо отнести то, что к устойчивым и неустойчивым минералам различные авторы относят лишь некоторую часть их и не приводят в тексте соответствующих перечней.

К неустойчивым минералам относят: амфиболы, пироксены, минералы группы эпидота, апатит, сидерит, мусковит, биотит, хлорит,

даллит и карбонаты. К устойчивым — рудные минералы, лейкоксен, циркон, рутил, сфен, гранат \*. Такие минералы, как ставролит и силлиманит, относят к умеренноустойчивым, и не всегда ясно, в какую группу они отнесены при вычислении коэффициентов. К недостаткам использования этого коэффициента надо отнести то, что к устойчивой группе относятся минералы, возникшие в результате разрушения как пород кристаллического щита, так и подстилающих осадочных образований. В связи с этим был введен коэффициент скандинавских пород (С. Д. Астапова), отражающий отношение минералов кристаллических пород (амфиболов, биотита, пироксенов) к минералам осадочных пород (фосфатам, карбонатам, глаукониту, сидериту, бурым окислам железа и пириту).

В коэффициенте скандинавских пород, хотя и устраняются некоторые недостатки, однако и он не лишен погрешности. Так, некоторые устойчивые минералы (циркон и другие) им не учитываются, а если будут учтены, то потребуют специального исследования для определения, из каких пород — кристаллических или осадочных — он захвачен, поскольку осадочные породы могут давать тоже эрратические минералы при разрушении пород в проксимальной зоне.

В последние годы количество коэффициентов быстро (и не всегда оправданно) растет. Так, введен коэффициент влияния местных коренных пород (К. И. Лукашев, С. Д. Астапова) — отношение содержания амфиболов и граната к содержанию дистена, ставролита и силлиманита.

А. И. Коптев вводит коэффициент песчаности. Этот коэффициент В. А. Новский [69] использует для выделения морен напора, но под коэффициентом песчаности он понимает отношение суммарной мощности песчаных прослоев в моренной толще ко всей ее мощности в изучаемом разрезе. Коэффициент песчаности  $K_n$  изменяется в пределах от 0 до 1. При  $K_n = 0 \div 0,1$ , песчаные прослои песков отсутствуют. При  $K_n = 0,1 \div 0,22$ , песков мало, при  $K_n = 0,22 \div 0,56$  песка много и при  $K_n = 0,57 \div 1$  песков очень много, вплоть до того, что весь разрез сложен песками. В моренах напора песчаность возрастает.

Соотношение карбонатов, кварцита, песчаника к количеству зерен полевых шпатов и темноцветных минералов было использовано В. Перконсом и названо петрографическим. Не будем останавливаться на его критике, так как она была уже дана Г. И. Коншиным и А. С. Савваитовым [37].

Даже из этого далеко не полного перечня коэффициентов становится очевидным, что введение многих из них нецелесообразно и лишь маскирует информацию.

Изучение минерального состава песчано-алевритовой фракции широко используется в стратиграфических целях. Для этого можно рекомендовать изучение трех фракций (0,25—0,1, 0,1—0,05 и 0,05—0,01 мм), поскольку минеральный состав разновозрастных морен

\* Некоторые исследователи относят гранат к неустойчивым минералам.

обычно однороден и отличается лишь по содержанию того или иного минерала или соотношению их групп. Различия минерального состава в разновозрастных моренах отмечаются лишь в пределах небольших участков и обусловлены направлением движения ледника во время различных оледенений и обычно согласуются с выводами, сделанными на основе изучения крупнообломочных фракций морен. Таким образом, изучение минерального состава является лишь вспомогательным методом при стратиграфических выводах [23].

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТОЙ ФРАКЦИИ

Глинистая фракция в значительных количествах содержится в моренах и озерно-ледниковых отложениях и представлена в основном гидрослюдами (иллитом) с различными примесями — каолинита, хлорита, вермикулита и др. Иллит и хлорит — минералы устойчивые в условиях физического выветривания (Ж. Милло), в слабо промываемых отложениях при умеренной интенсивности развивающихся в них химических процессов.

При определении глинистых минералов методами окрашивания, термометрии и с помощью электронного микроскопа установлено, что глинистые частицы представлены в основном гидрослюдами.

При окрашивании глинистых фракций ледниковых отложений метилен-голубым выяснилось, что в пределах Кольского полуострова и Карелии получают относительно ярко и разнообразно окрашенные суспензии, цвет которых меняется от синего до зеленого, в то время как за пределами кристаллического щита все суспензии окрашены в грязно-фиолетовый цвет.

Гидрослюды рассматриваются как продукт гипергенного преобразования слюды, ионы щелочей замещаются в них гидроксонием. Гидрослюды, у которых 50% позиций межпакетных щелочных ионов замещены гидроксонием, называют иллитом [26].

На кривых нагревания наблюдается обычно три эндотермические и одна экзотермическая реакции. Из них первая эндотермическая соответствует потере межслойной воды и происходит в интервале от 120 до 160° С. Вторая эндотермическая реакция вызвана потерей ОН воды и происходит в интервале 500—650° С и обычно больше первой, что может быть вызвано примесями или большей дисперсностью минералов. Третья эндотермическая реакция вызвана полным разрушением структуры гидрослюд и приурочена к интервалу 850—950° С. В интервале 900—1000° С обычно наблюдается экзотермическая реакция, связанная с перекристаллизацией аморфных продуктов разрушения гидрослюд.

На рис. 33 представлены термограммы ледниковых отложений. Они являются хорошей иллюстрацией того, что при однородности глинистых минералов на термограммах улавливаются все-таки некоторые отличия для отложений различных генетических типов и районов — один в интервале 100—200° С и второй между 500—600° С, что соответствует гидрослюдистому составу отложений (рис. 33, а).

Часто гидрослюды имеют нерезкие, расплывчатые контуры. Кривые нагревания пород, в которых преобладает такая слюда (рис. 33, б), характеризуются тем, что первый эндотермический эффект в интервале 100—200° С выражен значительно резче, чем у глин, в которых преобладают пластинки гидрослюды с резкими очертаниями. Он связан с удалением адсорбционной воды.

Наиболее разнообразны гидрослюды ледниковых отложений, распространенных в пределах кристаллического щита. Здесь встречены тонкодисперсные неразбухающие глины. Частицы их представлены преимущественно мелкими тонкими полупрозрачными пластинками с резкими очертаниями. Среди них встречаются более крупные пластинки слюды слабо гидратизированной. Кривые их нагревания

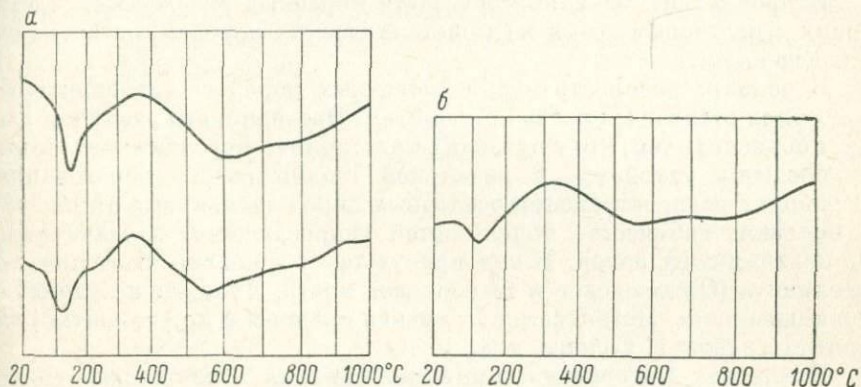


Рис. 33. Кривые нагревания глинистой фракции, представленной гидрослюдами из морен, распространенных в пределах кристаллического щита: а — неразбухающие; б — разбухающие.

имеют два незначительных по своей величине эндотермических эффекта.

В моренах Карелии и Карельского перешейка помимо слюды местами обнаружена примесь каолинита (Княжая губа, Кузнечное и др.).

Глинистая часть ледниковых отложений, распространенная в пределах кристаллического щита, представлена гидрослюдами, попавшими за счет разрушения и переотложения ледником нивальной коры выветривания. Другой точки зрения придерживается Б. Коллини (B. Collini). Он считает, что четвертичные глины Скандинавии образовались при разрушении осадочных толщ, полностью ассимилированных ледниками, т. е. что глины морен обязаны своим происхождением механическому переотложению из более древних осадочных толщ.

Интересно отметить, что особенностью глинистых илов арктических районов, образовавшихся за счет размыва ледниковых отложений, является незначительное содержание в их составе глинистых минералов (Mac Deen, 1970).

Электронномикроскопические исследования, проведенные О. А. Мироненко, подтверждают, что глинистые фракции ледниковых отложений сложены гидрослюдами с незначительной примесью в некоторых районах каолинита. С помощью электронного микроскопа можно легко обнаружить даже незначительную примесь некоторых диагностически важных минералов. К ним относится галлуазит. Незначительное количество его трудно установить термическим анализом, не говоря уже об органических красителях. Галлуазит очень характерен для кор выветривания. Присутствие его является показателем сильной выветрелости пород. Приуроченность галлуазита к какому-либо одному горизонту морены дает основание для ее подразделения.

Вопрос о генезисе глинистой части моренных отложений, залегающих в настоящее время на кристаллических породах, остается неразрешенным.

В области распространения осадочных пород состав гидрослюд в моренах становится более постоянным. Очевидно, эти различия следует объяснять тем, что в пределах кристаллического щита некоторые гидрослюды находятся в начальной стадии своего образования. В районах распространения осадочных пород ледниковые отложения в большом количестве пополняются гидрослюдами, захваченными из палеозойских пород. В них присутствует довольно часто примесь каолинита (Ордовикское и Карбоновое плато, Лужская и Судомская возвышенности, Мстинская и Холмская впадины и др.) и монтмориллонита (район г. Солицы и др.).

В моренах Белоруссии глинистая фракция представлена гидрослюдой с незначительной примесью каолинита, монтмориллонита, хлорита. В некоторых районах встречен галлуазит.

Изучение минерального состава глинистой фракции ледниковых отложений, распространенных за пределами Советского Союза (B. Collini, J. Droste, K. Perrin, A. Soveri, A. Lafond, A. Riviere, S. Vernhet), показало, что глинистые фракции ледниковых отложений в различных районах и областях представлены гидрослюдами и в значительном количестве каолинитом или монтмориллонитом. На основе изучения глинистых материалов морен Англии Р. Перрин (R. Perrin) восстановил направление движения льда. В том случае, когда ледник двигался по юрским отложениям, в них увеличивалась примесь монтмориллонита. Меловые отложения обогащали морену каолинитом.

Морены, распространенные на Канадском щите, представлены иллитом, хлоритом и вермикулитом. Глинистая часть морен современных Альпийских ледников представлена гидрослюдами, хлоритом и смешанно-слоистым хлорит-монтмориллонитом.

Гидрослюды являются промежуточными минералами на пути превращения слюд, хлоритов и других минералов в каолинит. Наиболее благоприятной обстановкой для возникновения гидрослюд является относительно слабое химическое разложение минералов и неполное удаление щелочей и щелочных земель. Это имеет место в холодной

и умеренно-холодной климатических зонах и при промерзании почв, что вполне соответствует условиям, господствовавшим в областях оледенений.

Минеральный состав глинистой фракции водно-ледниковых и водных отложений в общем не отличается от ледниковых, но часто присутствуют окислы железа и некоторое количество органических веществ (в особенности в мгинской и одинцовской толще).

Результаты изучения минерального состава тонкодисперсной фракции используются в стратиграфических целях. Обычно разновозрастные ледниковые отложения отличаются по примеси каолинита и монтмориллонита. Помимо минерального состава глинистых фракций в последние годы при корреляции разрезов используются их сорбционные свойства (А. Станковская). Так, в молодых моренах Польши уменьшается содержание монтмориллонита, а с ним и сорбционные свойства морен.

## ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДНИКОВЫХ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

### ГЛАВА V

При изучении ледниковых отложений необходимо уделять внимание ориентировке удлиненных обломков, положению уплощенных вершин утлогообразных валунов, форме обломков, их распространению в пределах изучаемой толщи, слоистости и цвету.

#### ОРИЕНТИРОВКА ВАЛУНОВ И ГАЛЕК

Одной из характерных особенностей морен первоначально считалось хаотическое распределение материала. Однако при более детальном изучении морен установлены определенные закономерности в положении удлиненных и уплощенных валунов, галек и даже гравийных зерен.

Полное отсутствие или слабо выраженная ориентировка валунов типична для морен, которые накапливались в областях со слабой подвижностью льда — на возвышенностях доледникового рельефа (Ордовикское и Карбоновое плато и др.). Ориентировка валунов выражена наиболее отчетливо там, где лед двигался потоками (Ладожский, Онежский и другие потоки).

Наблюдения над ориентировкой валунов проводились еще в прошлом веке, но только детальные исследования К. Рихтера показали, что движение ледника, отложившего морену в Померании, может быть установлено по этим замерам. Детальные работы в этом направлении были проведены также А. Холмсом, Г. Лундквистом, И. Гленом, И. Доннаром, Р. Вэстом, К. Вирккола и др. У нас, в Советском Союзе, ориентировке валунов в моренах большое внимание уделяли С. А. Яковлев и С. В. Яковлева, А. И. Апухтин, Г. Ф. Лунгерсгаузен, Р. И. Тарвидас, А. И. Гайгалас, В. К. Гуделис, К. Я. Спрингис, Г. И. Коншин, А. С. Савваитов и многие другие.

Для правильного палеогеографического истолкования ориентировки удлиненных обломков в отложенных моренах необходимы были наблюдения над положением их в современных ледниковых отложениях. Такие исследования были проведены Е. Хюппе, В. Окко, Ю. А. Лаврушиным и др.

Как отмечают эти исследователи, удлиненные валуны в теле ледника ориентированы вполне закономерно: длинные оси располо-

жены по направлению движения ледниковых потоков и реже перпендикулярно к ним. Наиболее четко ориентировка валунов выражена там, где скорость движения его наибольшая. В прибортовых частях удлиненные валуны располагаются по отношению к основному направлению движения под острыми углами, а иногда перпендикулярно к нему. Перпендикулярное по отношению к направлению движения ледника положение валунов свидетельствует о перекатывании их по ледниковому ложу, продольная же ориентировка обусловлена перемещением валунов во льду во взвешенном состоянии, при этом обломки располагаются так, что оказывают наименьшее сопротивление передвигающей их среде.

Далеко не всегда удлиненные валуны ориентированы в одном направлении. Отсутствие ориентировки отмечается обычно на доледниковых плато (Ордовикское, Карбоновое). Среди современных ледниковых отложений ориентировка тоже наблюдается не всегда. Так, замеры, произведенные на современных ледниках Шпицбергена А. Евтуховичем (А. Jewtuchowicz), показали, что валуны не имеют определенной ориентировки. Этому способствует то, что на поверхности ледника обломки располагаются хаотически и приобретают ориентировку в основном уже в зависимости от рельефа ледниковой поверхности и направления стока талых вод.

В связи со вторичными процессами, протекающими в верхних горизонтах морен, делать выводы о направлении движения ледника можно лишь по валунам, залегающим в толще основной морены. Во всех остальных разновидностях морен и в краевых образованиях ориентировка отсутствует или вызвана другими причинами.

Замеры ориентировки валунов и галек в моренах, распространенных в южной части Кольского полуострова и Северной Карелии, показали, что здесь продвижение ледника происходило в субширотном направлении. Длинные оси располагаются в интервале азимутов  $90-130^\circ$ .

Замеры ориентировки валунов и галек в центральной части Карельского перешейка дают в основном северо-западное направление. Максимумы преобладающей ориентировки галек располагаются в пределах  $150-175^\circ$ , тогда как преобладающая ориентировка валунов колеблется в более широких пределах ( $120-180^\circ$ ).

В северной части Девонской низины (Сиверская — Вырица — Ушаки) преобладает юго-восточная ориентировка ( $140-180^\circ$ ).

Замеры ориентировки валунов позволяют судить не только о направлении движения ледниковых потоков, но и об обусловившем их доледниковом рельефе. Так, К. Я. Спрингис, Г. И. Коншин и А. С. Саввантов [94, 36] отмечают, что в пределах Латвии ориентировка валунов зависит от контуров возвышенностей и согласуется с ориентировкой озв, друмлинов и ледниковых шрамов. Детально изучена ориентировка валунов и галек на территории Литвы [12, 14, 17, 100]. Максимумы ориентировки длинных осей валунов и галек в основных валдайских моренах Литвы располагаются в пределах  $310-350^\circ$  (для молодых стадий) и  $325-360^\circ$  для более древних. Такие

расхождения А. И. Гайгалас объясняет перемещением центров оледенений и, следовательно, иным направлением ледниковых потоков. Север-северо-западное направление движения ледниковых потоков ранних стадий сменяется северо-западным. Направление движения ледниковых потоков днепровского оледенения территории Юго-Восточной Литвы было меридиональным. Максимум ориентировки длинных осей галек в днепровской морене располагается в интервале  $350-360^\circ$ , а руководящие валуны свидетельствуют, что принос материала осуществлялся из Финляндии, т. е. с севера.

Положение удлинённых валунов и галек в моренах московского оледенения и их петрографический состав, как отмечают Р. И. Тарвидас, А. И. Гайгалас и другие исследователи, отражают пути движения ледника из Фенноскандии под острым углом через Ботнический залив, Аландские острова, Юго-Западную Финляндию, дно Балтийского моря и Западную Литву.

При изучении морен необходимо обращать внимание не только на ориентировку удлинённых обломков, но и на положение заостренных их концов. Острые вершины утлогообразных валунов располагаются обычно против направления движения потоков.

В водных и в преобразованных моренах, как отмечалось выше, ориентировка валунов отсутствует. Положение уплощенных обломков помогает установить потоково-абляционную и бассейновую морены. Уплощенные обломки в них располагаются параллельно друг другу и подошве слоя.

Первоначальное положение валунов и галек может быть изменено солифлюкционно-делювиальными процессами, а также в результате явлений вымораживания и пучения грунтов. В первом случае возникает пунктирная слоистость, обусловленная сползанием обломочного материала по склонам возвышенностей, во втором — возникают полигональные грунты.

Ориентировка валунов и галек во флювиогляциальных отложениях. Главное значение при определении направления водного потока имеет положение уплощенных валунов и галек. Длинные оси галек могут располагаться по отношению к направлению потока различным образом в зависимости от рельефа дна, отношения веса и размера гальки, мощности и скорости потока, но всегда с наклоном наиболее уплощенной грани против течения. Это обусловлено тем, что при незначительной скорости течения и ровном рельефе дна гальки перекатываются и, останавливаясь, приобретают самые разнообразные положения.

Положение галек во флювиогляциальных отложениях, распространенных в юго-западной части Карельского перешейка (Юкки — Левашово — Песочная), указывает на принос материала с запада и юго-запада, т. е. с территории, в настоящее время представленной заболоченной равниной (такое же направление устанавливается по замерам косо́й слоистости). В предглинтовой зоне положение уплощенных галек во флювиогляциальных отложениях свидетельствует о приносе их с севера. По всей вероятности, принос материала осуще-

ствлялся флювиогляциальными потоками, стекавшими с ледникового языка, занимавшего понижения Финского залива и Приневской впадины.

Положение уплощенных валунов и галек в озах указывает обычно на направление потоков, соответствующее ориентировка озоз, но во многих озах уплощенные гальки не дают возможности судить о направлении потоков. Гальки, заключенные в косослоистые песчаные пачки, в которых слои падают круто и образуют углы более 20—25°, наклонены в ту же сторону, что и косая слоистость. В косослоистых сериях с меньшими углами падения гальки наклонены в сторону, противоположную падению косых слоев, и против предполагаемого направления течения водных потоков. Наклон уплощенных галек в ту же сторону, что и косой слоистости, объясняется их скольжением или скатыванием и, таким образом, не дает возможности судить о направлении движения потоков. Удлиненные гальки располагаются в озах по направлению потока. Как правило, ориентировка осей галек совпадает с ориентировкой озоз.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВАЛУНОВ И ГАЛЕК

Количество валунов и галек в моренах колеблется в больших пределах. В 1 м<sup>3</sup> количество валунов колеблется от 20 до 80 и составляет 5—15%, количество галек — от 1000 до 25 000 и составляет 3—10%. Количество щебня и плохо окатанных галек возрастает в районах распространения карбонатных коренных пород и в особенности над их уступами, где они достигают 35 000. Над песчаными, песчано-глинистыми и глинистыми породами количество валунов и галек снижается.

Содержание галечной фракции в основной морене, в отличие от локальной, довольно постоянно, и распределена она более или менее равномерно по всей толще. Наличие горизонтов, обогащенных валунно-галечным материалом, свидетельствует о ее размере или изменениях при отложении. Обогащение валунами отмечается обычно в нижней и верхней части моренных толщ, что обусловлено их водной переработкой с поверхности и захватом из нижних горизонтов. В результате размыва морен на ее поверхности местами наблюдается скопление валунов, образующих валунные поля. Как правило, они приурочены к абразионным моренным равнинам и к краевым зонам.

Количество валунов в абляционной морене значительно больше, чем в основной. Они распределяются более или менее равномерно по всей толще и образуют довольно четко выраженные слои, как и во флювиогляциальных отложениях. Валун и гальки в абляционных моренах иногда имеют глинистую рубашку. Во флювиогляциальных отложениях среди песков и алевритов наблюдаются отдельные валуны и гальки, но чаще они образуют резко ограниченные прослои различной мощности. Глинистая рубашка на некоторых валунах свидетельствует о том, что они были отложены грязевыми потоками.

В бассейновых моренах валунно-галечный материал не имеет глинистой рубашки и иногда обогащает нижние горизонты толщи, но часто распределяется без всякой закономерности.

Для установления генезиса валунных полей большое значение имеет изучение их площадного распространения, наличия или отсутствия закономерностей в изменении размеров валунов, степени их окатанности и ориентировки, а также формы, поскольку валунные поля могут образовываться за счет размыва морены потоками или в результате воздействия волн. Такое комплексное изучение дает возможность отличать штранды от отложений потоков.

### ФОРМА ОБЛОМКОВ

Подразделение валунов и галек производится по замерам трех взаимно перпендикулярных поперечников. Наименьший из них  $C$  равен расстоянию между плоскостью, на которой лежит валун, и параллельной ей касательной к валуну. Максимальный поперечник  $A$  равен наибольшему расстоянию между крайними точками его, измеренному по перпендикуляру и наименьшему диаметру. Средний поперечник  $B$  равен расстоянию между наиболее удаленными точками в направлении, перпендикулярном к двум предыдущим.

Общую форму валунов и галек удобно характеризовать соотношением главных осей. В соответствии с этим валуны и гальки можно подразделить на округлые и удлиненные.

Для характеристики формы валунов и галек помимо коэффициента окатанности используют степень уплощенности, удлиненности и изометричности обломков. Коэффициенты уплощенности ( $K_n$ ), удлиненности ( $K_d$ ) и изометричности  $K_a$  определяются по формулам

$$K_n = \frac{A+B}{2C} - 1; K_d = \frac{2A}{B+C} - 1; K_a = \frac{A+C}{2B},$$

где  $A$  — длинная ось;  $B$  — средняя ось;  $C$  — короткая ось.

Коэффициент сферичности  $K_s$  определяется обычно по номограмме В. Крумбейна, по оси абсцисс которой откладывается значение  $C/B$ , а по оси ординат  $A/B$ . Коэффициент сферичности дает представление о степени приближения обломка к шару. А. А. Юргайтис [106] вычислил коэффициент сферичности галек различного петрографического состава для ледниковых отложений Литвы и установил, что наибольшей сферичностью обладают гальки гранита (0,74), доломита и песчаника (0,73), а наименьшей — известняки (0,72), это свидетельствует о более кратковременном переносе известковых галек.

К уплощенным относятся обломки, у которых ось  $C$  значительно меньше осей  $A$  и  $B$ . Наиболее уплощены гальки песчаников и известняков. К удлиненным обломкам относятся такие, у которых ось  $A$  намного превышает оси  $B$  и  $C$ . Чаще всего они встречаются у метаморфических сланцев и известняков. К изометрическим отно-

сятся гальки, у которых все три оси равновелики. Иногда используют коэффициент анизотричности А. А. Юргайтис [106, 107]  $K_a = K_n = + K_d$ , но поскольку он является суммой коэффициентов уплощенности и удлиненности, то в общем он не вносит чего-либо существенно нового в характеристику формы обломков.

Формы валунов, так же как и их размеры, могут быть весьма разнообразными. Они предопределяются особенностями материнских пород — характером отдельностей, наличием слоистости, их прочностью, положением в теле ледника, степенью насыщенности ледника моренным материалом, условиями и длительностью переноса. Среди валунов встречаются утюгообразные, параллелепипедальные, призматические, цилиндрические, клиновидные, пирамидальные дрейкантеры, бобовидные, дисковидные и шаровидные. Утюгообразные валуны типичны для морен, бобовидные, дисковидные и шаровидные — для флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений.

Магматические породы при разрушении дают преимущественно асимметричные параллелепипедальные формы. Среди них максимальные размеры наблюдаются у гранитов рапакиви, глыбы которых достигают иногда 10 м. Основные породы при разрушении распадаются на обломки меньших размеров. Кристаллические сланцы и карбонатные осадочные породы образуют плитчатые обломки.

На форму и размер валунов влияет прочность пород. Обломки осадочных пород окатываются значительно скорее, чем кристаллических. Хрупкие породы по мере их переноса не столько окатываются, сколько дробятся.

Определение формы и степени окатанности обломков при характеристике ледниковых отложений необходимо производить по фракционно.

Большое влияние на форму валунов и галек оказывают условия и длительность переноса.

Обломки пород, переносимые на поверхности ледника даже на большие расстояния, в основном не меняют своей формы в результате переноса. Обтачиванию и раскалыванию подвергаются обломки, переносимые не на поверхности, а в теле ледника, главным образом в его нижней части.

Валуны, перенесенные ледником, приобретают характерную для ледниковых валунов утюгообразную форму, которая образуется при стачивании обломков. В движущихся ледниках валуны располагаются таким образом, что оказывают ему наименьшее сопротивление. В связи с большой плотностью они движутся несколько медленнее окружающего льда (в особенности при изменении скорости его движения). При этом лед обтекает их и неравномерно стачивает, заостряя один конец больше, чем другой. В итоге образуется утюгообразная форма с плоским основанием и одним заостренным концом, направленным против движения ледника. При значительной длительности истирания она переходит в каплеобразную.

Утюгообразная форма валунов может служить доказательством его ледникового происхождения. Кроме типичных ледниковых

утигообразных валунов в морене наблюдаются симметричные или почти симметричные, хорошо окатанные валуны и гальки. Среди ледниковых отложений встречаются также плоско-выпуклые валуны. Они образуются за счет стачивания нижней части первичноокруглых валунов, захваченных ледником из подстилающих водно-ледниковых отложений. Уплющенная часть таких валунов в основных моренах располагается параллельно подошве моренной толщи, и приурочены они обычно к ее нижней части. Иное объяснение плоско-выпуклым валунам дает А. С. Лавров. Уплющенную форму валунов А. С. Лавров объясняет ледниковой экзарацией, но не о ледниковое ложе, а о подошву двигавшегося над валуном ледника. Такие валуны приурочены к верхней части моренной толщи, по которой затем двигался ледник. Такое положение плоско-выпуклых валунов встречается исключительно редко. В формировании последних принимали участие потоки. Уплющенность и удлиненность галек зависит от литологических особенностей материнских пород. Карбонатные породы и сланцы обычно дают уплощенные гальки.

Наблюдения над окатыванием обломков в современных потоках показывают, что форма обломков значительно меняется даже после переноса их всего на несколько метров. Так, наблюдения Р. Галлвея над окатыванием валунов, переносимых ледником в вытекающем из-под него потоке, показывает, что уже при удалении на 3—4 км от края ледника индекс окатанности Кайе возрастает с 29—41 (конечная морена) до 200. Опыты, поставленные Ф. Кюненом [129], показывают, что на первых километрах переноса степень округления обломков возрастает очень быстро, а затем окатывание происходит значительно медленнее.

Приведенные данные дают возможность предполагать, что даже незначительный перенос недолговременно существующими надледниковыми потоками улучшает окатанность обломков, которые включаются затем в абляционно-потоковую морену.

Большое влияние на форму валунов оказывает морозное выветривание. В результате десквамации глыбы приобретают уплощенные очертания. А. Кайе (A. Cailleux) отмечает, что валуны и гальки самых разнообразных горных пород дают в условиях морозного выветривания уплощенные формы. Поэтому уплощенные валуны широко развиты в перигляциальной зоне.

Форма валунов, находящихся на поверхности льда, может изменяться и под воздействием ветра. Так, например, в моренных отложениях м. Код и прилежащих островов (восточное побережье США) встречаются хорошо выраженные эоловые многогранники. Р. Флинт объясняет появление их воздействием ветра на валуны, находящиеся длительное время на поверхности ледника. Такие же наблюдения были сделаны нашими исследователями в Антарктиде. Форма галек хотя и в меньшей степени, чем валунов, зависит от отдельности материнских пород и, следовательно, от петрографического состава. Так, гальки гранитов имеют обычно хорошо окатанную округлую форму, гнейсов — дисковидную, известняков — таблитчатую. Если

среди крупных валунов преобладают граниты, то среди галек — основные породы.

Одновременно с гранулометрическим и петрографо-минералогическим изучением песчано-гравийного материала должны определяться форма зерен и степень их окатанности.

Гравийные зерна подразделяются по форме на следующие группы: сферичные, пластинчатые, таблитчатые, игольчатые и изометричные. К пластинчатым относятся зерна, у которых одна ось в два раза меньше двух других, к игольчатым те, у которых две оси менее, чем в два раза меньше максимальной оси.

Форма гравийных и песчаных зерен в первую очередь зависит от структурных особенностей минералов и от текстурных особенностей пород (для гравийных и более крупных зерен). Форма гравийных зерен в моренах изучена слабо, так как они обычно встречаются в незначительных количествах. В основном она не отличается от формы зерен флювиогляциальных отложений, где гравий часто образует мощные толщи. Как в моренах, так и во флювиогляциальных отложениях в пределах периферической зоны карбонатные породы (известняки и доломиты) дают зерна плитчатой формы с максимальным их содержанием во фракции 10—20 мм. В пределах кристаллического щита к фракции 10—20 мм приурочен тоже максимум пластинчатых зерен (до 30%). В более мелких фракциях (менее 10 мм) преобладают изометричные зерна, которые достигают 70%. Игольчатые зерна составляют 25%, а пластинчатые не более 5%.

Форма песчаных зерен зависит от первичной формы минералов и их абразивной устойчивости. При распаде кварцсодержащих пород (гранита и др.) зерна кварца имеют угловатую форму, зерна полевых шпатов характеризуются прямоугольными очертаниями, слюды дают тонкие пластинки. При переносе форма минералов изменяется. Кварц теряет свою угловатость очень медленно, так как он относится к устойчивым минералам, но при очень длительном переносе дает идеальные сферы. Полевые шпаты преимущественно дробятся и поэтому не дают хорошо окатанных сферических зерен с ровными контурами. Почти не изменяют свою форму циркон и гранат.

Песчаные зерна по форме разделяются на следующие группы: удлиненные (столбчатые, игольчатые и др.) и округлые. Необходимо отмечать также характер очертаний — идиоморфный (кристаллографический), т. е. первичный и вторичный, обусловленный окатанностью, регенерацией или выщелачиванием, разъеданием и выветриванием.

### ОКАТАННОСТЬ ОБЛОМКОВ

По мере удаления от области сноса, сложенной кристаллическими породами, валуны, гальки и песчаные зерна становятся все более окатанными. В области распространения осадочных пород, даже

в непосредственной близости от места захвата обломка, окатанность их быстро возрастает.

Степень окатанности обломочных частиц зависит от многих факторов: от первоначальной формы обломков, от физических и химических свойств, условий транспортировки и отложения, от вторичных процессов. Влияние каждого из этих факторов в значительной степени зависит от размера обломка.

От физических свойств и условий транспортировки зависит окатанность главным образом крупных обломков. В общем окатанность обломков в морене изменяется в зависимости от размеров обломков. Наиболее хорошо окатаны крупные обломки (валуны и гальки), представленные кристаллами и породами. Степень их окатанности в моренах изменяется незначительно от северных районов к южным. Местами (в особенности в пределах Фенноскандинавского щита) наблюдается обратное соотношение. Оно обусловлено тем, что хорошо окатанные валуны и гальки, включенные в морену, были захвачены ледником из более древних водных или водно-ледниковых отложений. В наибольшей мере округляются обломки малоустойчивых осадочных пород.

На окатанность песчаных зерен в значительной степени влияет спайность минералов. Среди кварцевых зерен количество окатанных обычно больше, чем среди зерен полевых шпатов. Количество песчаных окатанных зерен в моренах зависит в основном от состава пород ложа. В районах распространения палеозойских песчаных пород, для которых характерна хорошая окатанность песчаных зерен в песчаной фракции морен, резко возрастает количество хорошо и идеально окатанных зерен. Окатанность песчаных зерен в водно-ледниковых отложениях выше, чем в моренах.

Степень окатанности используется для выявления условий транспортировки и отложения (К. Richter, В. Krygovski). Некоторые исследователи считают, что окатанность валунов и галек (С. Holms, А. В. Раукас, J. Racinowski) и песчаных частиц (В. Krygivski) является функцией переноса. Однако при переносе обломков в твердом теле ледника происходит не столько их сглаживание и округление, сколько раздавливание.

На форму более мелких обломков условия транспортировки сказываются в значительно меньшей степени. Среди алевритовых частиц окатанность ухудшается как в моренах, так и в водно-ледниковых отложениях. При переносе ледником происходит истирание и размалывание частиц главным образом в его нижней части, обогащенной обломочным материалом. Поэтому результаты дробления наиболее четко выражены в локальных моренах. Так, в локальных моренах, залегающих на песках оболовой толщи, возрастает количество оскользящих зерен (табл. 18).

Процесс дробления протекает до тех пор, пока частицы не станут настолько малы, что напряжения уравниваются упругостью самого материала. Таким пределом обладают частицы размером от 0,1 до 0,01 мм, поэтому они и преобладают в моренах.

Окатанность песчаных зерен в оболочевой толще и залегающей на ней локальной морене (по данным В. Г. Чистякова)

Фракции, мм	Оболочевые песчаники			Локальная морена на оболочевых песчаниках		
	Неокатан- ные (оскольча- тые)	Окатанные		Неокатан- ные (оскольча- тые)	Окатанные	
		Матовые	Блестя- щие		Матовые	Блестя- щие
0,63—0,50		0,35	0,093			
0,50—0,40		8,70	2,640	—	1,04	—
0,40—0,315		15,40	20,030	—	5,89	—
0,315—0,25		10,80	15,800	—	11,85	—
0,25—0,20	0,48	3,36	8,820	—	7,80	1,48
0,20—0,16	1,12	1,68	4,670	2,69	7,56	2,56
0,16—0,125	0,64	0,24	1,170	4,16	13,00	8,86
0,125—0,10	0,66	0,04	0,310	15,00	3,00	2,20
0,1—0,08	0,71	—	0,080	7,40	0,64	0,42

Примечание. Неокатанные зерна в морене: во фракции 0,125—0,1 мм оскольчатые зерна составляют 22%, обломки матовых зерен—72%, блестящих—6%; во фракции 0,10—0,08 мм оскольчатые зерна составляют 36%, обломки матовых—28%, блестящих—36%.

При переносе обломков водными потоками на их форму и окатанность, как известно, влияет скорость потока, агрессивность вод, абразивная прочность частиц и другие факторы.

В общем степень окатанности обломков в морене возрастает в сторону движения ледника, что особенно четко выражено для таких непрочных пород, как сланцы, мергели, слабосцементированные песчаники и др. Так, валуны диктионемовых сланцев в пределах Эстонии окатываются при переносе на расстояние 1—2 км от коренных выходов, а на расстоянии 10 км истираются и полностью исчезают среди галечной фракции [76].

У валунов и галек кристаллических пород по направлению движения ледника намечается тенденция к улучшению окатанности. Она нарушается включением в морену хорошо окатанных валунов и галек из подстилающих водно-ледниковых отложений, захваченных ледником, которые не несут следов ледниковой обработки и встречаются как в дистальной, так и проксимальной зонах. Среди галек количество плохо окатанных весьма незначительно. Обычно они составляют 10—20%, а иногда совсем отсутствуют. На окатанность валунов и галек большое влияние оказывают условия переноса и абразивная устойчивость пород. Валуны и гальки проходят ледниковую обработку главным образом в придонной части, обогащенной обломочным материалом. Здесь же встречаются обломки окатанных галек и мелких валунов сланцеватых пород, расколотых по сланцеватости. Обломки пород, транспортируемые в верхней части

ледника, почти не подвергаются ледниковой обработке. В связи с чем неокатанные и не обработанные ледником обломки могут встречаться на различных расстояниях от коренных выходов.

Наиболее простым способом определения степени окатанности является глазомерная оценка ее по пятибалльной шкале, предложенной В. Крумбейном и А. В. Хабаковым, или шестибальной шкале, предложенной М. Пауэрсом. Помимо степени окатанности в этой

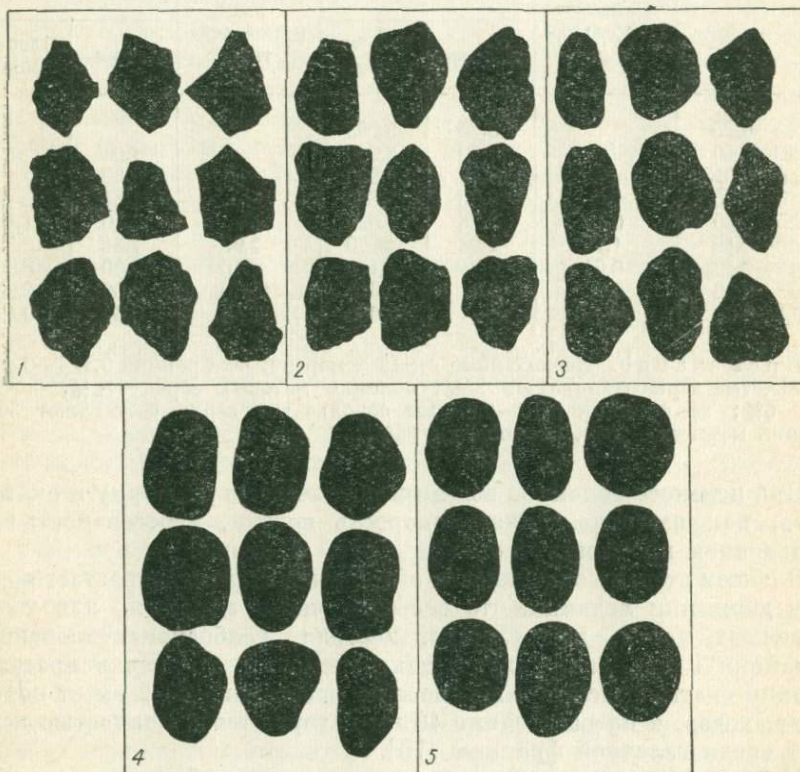


Рис. 34. Шкала для определения округленности обломков.  
1—5 — баллы округленности.

шкале обломки подразделяются на сферические и несферические, что помогает определению класса окатанности (рис. 34). Обычно окатанность характеризуют коэффициентом окатанности.

$$Q = \frac{\sum r}{Nr},$$

где  $r$  — радиус кривизны отдельных углов;  $N$  — количество измерений. В. Крумбейн и С. Слосс выделяют неокатанные (коэффициент окатанности равен 0,1), слабо (0,3), умеренно (0,5), хорошо (0,7) и очень хорошо (0,9) окатанные обломки, а по сферичности — иголь-

чатые (0,3), удлинённые (0,5), полушаровидные (0,7) и шарообразные (0,9). Количественная оценка степени окатанности зерен минералов рассматривается в работах Э. А. Левкова [46], Н. Н. Иконниковой и др.

Содержание окатанных песчано-гравийных зерен в морене зависит от степени окатанности их в подстилающих породах, поскольку при переносе в теле ледника происходит их раскалывание и истирание, а не окатывание. Так, количество окатанных песчаных зерен в локальных моренах, залегающих на песчаных отложениях палеозоя, достигает 25%. За пределами распространения этих толщ (на расстоянии 10—12 км) количество окатанных зерен снижается до 5% за счет их раскалывания. Значительно выше содержание окатанных зерен в водно-ледниковых отложениях, во флювиогляциальных они достигают 40% и в озерно-ледниковых часто превышают 50%.

Содержание окатанных зерен в различных фракциях неодинаково. Наибольшее их количество соответствует песчаным фракциям (около 20%) и снижается по мере уменьшения размерности. Наименьших значений они достигают в алевритовой фракции (не более 5%).

Среди песчано-гравийно-галечных отложений наиболее хорошо окатаны обломки от 10 до 100 км (около 90%). Количество неокатанных обломков возрастает с уменьшением их размера. Так, в крупном гравии они составляют около 15%, в мелком гравии достигают 50%, резко возрастает их содержание во фракции 0,25—0,1 мм (до 70%) и в алевритовой (95% и более).

Массовые определения степени окатанности песчаных зерен до сих пор для ледниковых отложений не проводились, так как они весьма трудоемки. Предложенный Л. Б. Рухиным [81, 88] специальный прибор для определения окатанности — вибросепаратор (рис. 35) — дает возможность применять этот вид анализа в широких масштабах и уточнять соотношения между степенью окатанности песчаных фракций различных генетических типов отложений. Описание вибросепаратора приведено в «Основах литологии» [81].

Поскольку основная масса песчаных зерен в моренах и водно-ледниковых отложениях представлена кварцем и полевыми шпатами, имеющими близкую плотность, то разница в весе одинаковых по размеру частиц не играет существенной роли. Для работы на вибросепараторе нами бралась навеска 5 г фракции 0,25—0,21 мм [88].

Помимо размера округленность зависит также от петрографического состава обломков. Так, степень окатанности обломков гранитов снижается от крупных фракций к мелким. Наилучшая окатанность кварца отмечается во фракциях, соответствующих мелкой гальке, крупно- и среднеспесчаной фракции. Эта особенность отмечается во всех ледниковых отложениях, но в общем окатанность возрастает во флювиогляциальных и в особенности в озерно-ледниковых отложениях. Как отмечает Э. А. Левков [46], для морен характерна низкая окатанность обломков карбонатных пород. Степень округленности обломков в общем снижается от крупных обломков к мелким. Скорость этого снижения замедляется у крупных песчаных фракций.

Сравнение окатанности обломков из морен и из водно-ледниковых отложений с результатами экспериментов (В. Крумбейн) свидетельствует о незначительном переносе обломочного материала не только ледником, но и потоками [88]. Указанные размеры были выбраны экспериментальным путем. При использовании зерен различной величины разделение их будет определяться не столько формой, сколько весом. Поэтому надо пользоваться всегда одной размерной фракцией.

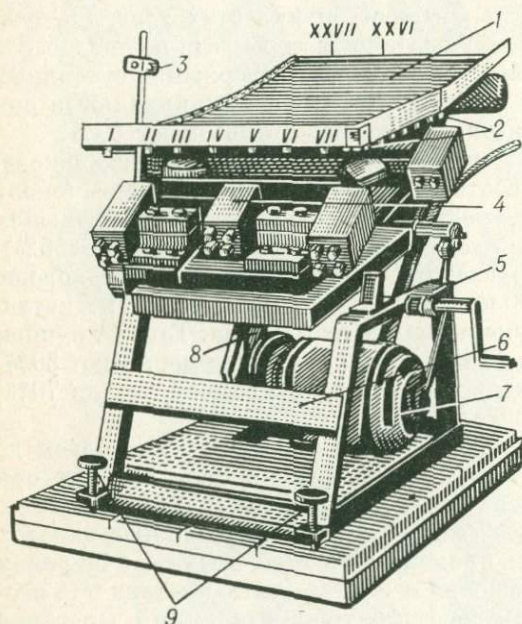


Рис. 35. Общий вид вибросепаратора.

1 — дека; 2 — улавливатели; 3 — питатель; 4 — рессоры; 5 — механизм регулирования угла наклона деки; 6 — фундаментная рама; 7 — электродвигатель; 8 — клиноременная передача; 9 — регулировочные винты для приведения фундаментной рамы в горизонтальное положение.

Результаты трех повторных анализов одного и того же образца флювиогляциальных песков, состоящих преимущественно из кварца и полевых шпатов (тяжелая фракция составляла 0,60%, а в легкой помимо кварца и полевого шпата присутствовало всего лишь 4% слюды), приведены в табл. 19.

Таблица 19

Степень окатанности флювиогляциальных песков, %

Номера анализов	Улавливатели				
	V	VII	X	XIV	XVIII
1	10,19	8,30	8,12	4,15	2,78
2	10,02	8,41	8,14	4,15	3,10
3	10,19	8,39	8,16	3,98	2,92

Для изучения песчаной фракции основной морены на вибросепараторе необходимо отмывать нужное количество из большой навески морены, так как в большинстве основных морен такие фракции содержатся в незначительных количествах, а часто практически отсутствуют. В результате обработки 5 кг пробы, взятой из основной морены в пределах Приневской низменности в одном случае было получено 5 г, в другом (в том же самом разрезе) 4,8 г фракции размером 0,25—0,21 мм. Основная морена в пределах Ордовикского плато содержит большее количество нужной фракции. Так, при обработке 2 кг было отмыто 6,3 г, а при контрольном опробовании — 8,0 г, что свидетельствует о меньшем постоянстве гранулометрического состава морены на Ордовикском плато по сравнению с Приневской низменностью. Полученные в результате сепарации данные приведены в табл. 20.

Таблица 20

Степень окатанности песчаной фракции морен, %

Номера анализов	Улавливатели					
	VII	XII	XVII	XX	XV	XXVII
<i>Приневская низина</i>						
1	35	24	20	17	4	—
2	38	22	22	18	1	—
<i>Ордовикское плато</i>						
1	10	17	24	25	16	8
2	12	11	27	36	14	—

Окатанность песчаной фракции в моренах, распространенных в Приневской низменности, как видно из таблицы, значительно лучше, чем на Ордовикском плато. Это объясняется тем, что в пределах плато в песчаную фракцию попадают мелкие обломочки карбонатных пород (преимущественно кальцита), тогда как в песчаной фракции морен в пределах Приневской низменности хорошо окатанные зерна кварца захвачены из кембрийских песчаников. Как видно из табл. 20, по степени окатанности фракция 0,25—0,21 мм в морене Приневской низменности значительно более выдержана, чем в моренах на Ордовикском плато.

Как отмечалось выше, перенос обломков пород и минералов вызывает округление углов и ребер и уничтожает неровности. В наименьшей степени окатывается материал, переносимый льдом. Здесь часто наблюдается обратный процесс — дробление и образование в связи с этим новых острых углов, что хорошо видно на идеально окатанных зернах кварца, расколотых часто пополам. Хорошо окатанные зерна в моренах, как правило, представлены кварцем. Они составляют обычно все 100% окатанных зерен во фракции 0,25—0,21 мм.

Различное количество хорошо окатанных песчаных зерен в моренах объясняется тем, что в морену был включен материал подстилающих пород, богатых хорошо окатанными зернами. Присутствие примеси таких зерен отмечено нами в большинстве образцов морен.

Э. А. Левков [46] отмечает, что худшая окатанность обломков в морене по сравнению с флювиогляциальными отложениями обусловлена плохой окатанностью карбонатных обломков, которыми богаты морены Белоруссии, тогда как округленность обломков гранита, кварца и полевых шпатов как в моренах, так и в водно-ледниковых отложениях одинакова. В общем окатанность обломков на севере Белоруссии хуже, чем на юге, что, по Э. А. Левкову, объясняется истиранием частиц при транспортировке и захватом ледником пород ложа, содержание окатанных обломков в которых варьирует в больших пределах. Мы приходим к аналогичным выводам на основе изучения морен, распространенных в пределах северо-запада европейской части Советского Союза, где морены перекрывают осадочные породы.

Абляционные морены содержат несколько большее количество окатанных песчано-гравийных зерен по сравнению с подстилающими их основными моренами.

Песчано-гравийные зерна во флювиогляциальных отложениях, так же как и валуно-галечный материал, окатаны значительно лучше, чем в ледниковых, хотя наблюдаются и некоторые отклонения.

Для выяснения причин этих отклонений нами была изучена окатанность галек в современном аллювии горных рек (р. Бол. Лаба), условия переноса обломков в которых наиболее близки к флювиогляциальным потокам. Проводились наблюдения над гальками различного петрографического состава и размера, в результате которых установлено, что скорее всего происходит округление обломков  $6 \times 9$  и  $3 \times 4$  см. Причем острореберные обломки окатываются до 3-го балла на расстоянии всего 2—3 км. Степень окатанности обусловлена в основном петрографическим составом галек или, другими словами, их прочностью. Окатанность малоустойчивых осадочных пород, например пермских алевролитов, улучшается значительно быстрее, чем таких пород, как граниты, гнейсы, но в районах быстрин резко ухудшается вследствие раскалывания галек.

В озерно-ледниковых отложениях окатанность гравийно-песчаных зерен обычно повышается до 45% (во флювиогляциальных она не превышала 40%). В табл. 21 приведены данные, полученные при сепарировании фракции 0,25—0,21 мм по степени окатанности на вибросепараторе для некоторых флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений.

В. Г. Ульст и Я. Я. Майоре [101] изучили в моренах окатанность зерен роговой обманки во фракции 0,25—0,1 мм и установили, что степень окатанности амфиболов можно использовать для стратиграфического подразделения морен Латвии. Однако для морен, распространенных в других районах, за исключением Белоруссии, этот метод не дал положительных результатов.

Степень окатанности гравийно-песчаных зерен  
озерно-ледниковых отложений, %

Типы отложения и место взятия	Улавливатели					
	VII	XII	XVII	XX	XV	XXVII
Флювиогляциальные отложения						
Кольский полуостров, Князегуб- ская ГЭС, среднее из 10 обр.	28	31	28	20	3	—
Карьер Шапки, среднее из 6 обр.	30	30	21	21	16	2
Озерно-ледниковые отложения						
Привеская низменность, среднее из 10 обр. . . . .	40	26	13	16	4	1
Мстивская впадина, среднее из 5 обр. . . . .	24	29	21	11	12	3

На зависимость формы и окатанности песчаных зерен от их устойчивости и относительной миграционной способности обращали внимание У. Крумбейн и Ф. Кюнен. В последние годы этим вопросом занимается Е. А. Жуковская. Она вводит коэффициент относительной абразивной стойкости

$$L = \frac{P_1}{P_2},$$

где  $P_1$  — сферичность первичных зерен, а  $P_2$  — перенесенных, применение которого поможет уточнить наши представления о длительности переноса песчаных зерен различной устойчивости.

Коэффициент окатанности используют в стратиграфических целях. Как отмечает большинство исследователей, содержание окатанных зерен возрастает от молодых отложений к древним\*. Такое распределение окатанных зерен объясняют большим или меньшим влиянием областей сноса — Балтийского щита и Русской платформы. Упомянутые исследователи отмечают, что тяжелая фракция терригенных пород, распространенных на Русской платформе, состоит из устойчивых и часто хорошо окатанных минералов. Морены каждого последнего оледенения испытывали меньшее влияние пород Русской платформы, так как они предохранялись от разрушения ледниковыми отложениями древних оледенений и количество местного материала уменьшалось, а вместе с ним и содержание окатанных зерен. Однако такая трактовка в отношении окатанности не совсем убедительна, так как содержание амфиболов в осадочных породах платформы весьма ограничено и обычно не превышает

\* Отношение идеально окатанных зерен амфиболов, гранатов, циркона, рутила, турмалина и ильменита к сумме всех зерен минералов тяжелой песчано-алевритовой фракции.

1%, а часто они вообще отсутствуют. Все ледниковые отложения отличаются от коренных пород платформы значительным содержанием амфиболов (не менее 10%, обычно около 30% и более) за счет приноса ледником обломочного материала из Фенноскандинавии. Поэтому если окатанность роговой обманки изменяется, то это никак не может быть обусловлено коренными породами платформы.

В стратиграфических целях используются также содержание в разновозрастных моренах угловатых зерен. Такие наблюдения были проведены Э. А. Левковым [46] для ледниковых отложений Белоруссии и дали положительный результат. Так, в мелкой галечной фракции моренных и флювиогляциальных отложений последнего ледника содержание неокатанных частиц превышает 10%, а в более древних 1—7%.

### ХАРАКТЕР ПОВЕРХНОСТИ ОБЛОМКОВ

Характер поверхности валунов, галек или песчаных зерен может давать указания на условия их образования. Поверхность обломков изменяется быстрее, чем их форма. Ее преобразование происходит скорее на выступающих участках и значительно медленнее в выемках. Поэтому иногда на поверхности обломков можно наблюдать реликтовые участки, позволяющие судить о предшествующей их истории.

Поверхность валунов и галек в значительной степени зависит от их петрографического состава. Плотные тонкозернистые или афонитовые породы часто дают гладкие полированные поверхности. Граниты рапакиви дают поверхности с оспинными углублениями. Часто на поверхности неоднородных валунов под воздействием ветра хорошо видны отпрепарированные кварцевые жилы. На некоторых валунах встречается кора выветривания, на других, преимущественно на их плоской стороне, — шрамы. Иногда наблюдается несколько пересекающихся систем шрамов, обусловленных изменением положения галек в теле ледника.

При изучении галек и гравийных зерен необходимо отмечать степень сглаженности поверхности, ее полировку и различные неровности.

В моренах встречаются валуны со штриховкой (преимущественно на плоских гранях). Обычно штрихи пересекаются под разными, чаще под острыми углами (20—30°), реже они параллельны друг другу. Такие валуны распространены в основных моренах и составляют от 1 до 5% (в зависимости от их петрографического состава). В моренах с повышенным содержанием валунов осадочных пород количество их возрастает (10%). Среди валунов осадочных пород содержание штрихованных валунов достигает 15% и более.

Ровная поверхность галек может быть блестящей (полированной) или матовой в зависимости от того, насколько интенсивно она отражает свет. На поверхности галек бывают борозды, штрихи, валики и различной формы ямки. Борозды и штрихи могут быть параллельны, беспорядочны и решетчатые.

По характеру поверхности обломков, соответствующих по размеру гравийно-галечным фракциям, Э. А. Левков [46] подразделяет их на 4 типа: бугристую, ямчатую, сглаженную и гладкую.

Обломки с бугристой поверхностью (углубления от 2 до 5 мм) обычно не окатаны или слабо окатаны. На их долю среди галечно-валунного материала Белоруссии, по данным Э. А. Левкова, приходится от 3 до 43%, чаще 15—25%. Они характерны для гранитов. Обломки с ямчатой поверхностью (углубления от 0,5 до 2 мм)



Рис. 36. Микрофотография поверхности песчаных зерен из ледниковых отложений (по Д. Крицелею и Т. Такахашу).

преобладают над выступающими участками) обычно лучше окатаны. Они составляют около половины обломков. Сглаженная поверхность (с отдельными углублениями 0,1—0,5 мм) соответствует обычно карбонатным обломкам. Они составляют от 10 до 35% и представлены обычно осадочными породами (песчаники, карбонаты). Гладкая поверхность характерна для хорошо окатанных обломков, вне зависимости от петрографического состава.

У песчаных зерен чаще всего встречаются следующие виды поверхности.

1. Гладкая, полированная, блестящая. Встречаются лишь отдельные ямки, штрихи и борозды со сглаженными бортами, типична для песчаных зерен и галек, переносимых длительное время в воде. Зерна с такой поверхностью характерны для озерно-ледниковых

и флювиогляциальных отложений, но встречаются и в моренах различных типов ледниковых отложений, в результате захвата ледником подстилающих водных отложений и их ассимиляции.

2. Ямчатая, с ясно различимыми даже при небольшом увеличении ямками. Этот тип поверхности образуется на песчаных зернах в результате сильных ударов зерен при быстром движении воды и встречен лишь в песчано-галечных отложениях флювиогляциального происхождения.

3. Матовая, с многочисленными мелкими ямками. Наблюдается у песчаных зерен, длительное время переносимых ветром. Неоднократно встречена нами среди песчаных отложений, вскрытых карьерами в районе Колтушей, Всеволожской и Ивановской горы (Ленинградская область).

4. Граненая, свойственная кристаллам. Характерна для зерен с хорошей спайностью (полевые шпаты и др.). Последние годы проводится изучение поверхности песчаных зерен по репликам. Изучение их фотоснимков дает возможность определять генезис песчаных зерен и условия их транспортировки. Как отмечают Д. Кринслей и Т. Такахаша [125—127], зерна, подвергавшиеся ледниковой обработке, легко определяются по ступенчатой поверхности разрыва и параллельной штриховке, возникающих при дроблении и движении острых граней по зерну (рис. 36).

5. Разъеденная характеризуется тем, что неровности имеют весьма неправильную форму и напоминают следы травления кислотой. Такая форма свойственна главным образом обломкам, находящимся в морене, преобразованным почвенными процессами.

## ЦВЕТ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Обычно именно на цвет в первую очередь обращают внимание исследователи и по нему подразделяют толщи ледниковых отложений на слои и горизонты, в особенности если гранулометрический состав отложений более или менее однороден. Окраска осадочных пород относится к числу свойств, которые наиболее трудно поддаются точному определению. При полевых описаниях обнажений обычно не встречается больших затруднений в определении окраски того или иного слоя, но если потом требуется по описанию точно представить этот цвет или расчленить и сопоставить по окраске несколько горизонтов, то здесь обычно приходится сталкиваться с крайней неточностью визуальных определений цвета. Разные цвета описываются различными исследователями одинаково, а одинаковые цвета получают разные наименования. Поэтому практически пользоваться описаниями, составленными несколькими исследователями, не представляется возможным. Это положение не может считаться нормальным, и естественно, что и в советской (В. И. Данчев, Л. В. Пустовалов, Л. Б. Рухин, М. С. Швецов, Д. В. Наливкин), и в зарубежной (De Ford, L. Hutto, R. Ridgway) литологической литературе на него неоднократно обращали внимание.

Так, Ф. Петтиджон отмечает, что цвет осадочной породы, по всей вероятности, является свойством, которое наиболее однотипно описывается и наиболее разнообразно интерпретируется, чем все другие свойства отложений. Точное наименование и определение цвета является делом значительной трудности, обусловленной субъективными ошибками и недостатком подходящих стандартов для отложений.

Вместе с тем окраска является очень важным свойством отложений, которое может быть использовано для расчленения разрезов и их корреляции, а также позволяет восстанавливать условия их формирования и характер преобразований отложений в результате вторичных процессов. Поэтому совершенно естественно необходимо перейти от визуальной субъективной характеристики цвета отложений к более точной, основанной на каких-то объективных показателях и позволяющей определять эту особенность отложений примерно с той же степенью точности, как, положим, их химический и гранулометрический состав.

В настоящее время уже разработано довольно большое количество методов объективного определения окраски отложений, но они до сих пор еще не нашли того широкого применения в практике, которого заслуживают. Стремление к получению более или менее точной характеристики цвета отложений еще в начале прошлого столетия привело некоторых исследователей к составлению цветных шкал из специально подобранных естественных образцов.

Определение цвета отложений осуществлялось также путем сравнения их с цветовыми стандартами, которые составлялись в форме цветных карт (В. Оствальд и др.) и атласов. Применение цветных шкал имеет существенные недостатки. Краски со временем выцветают, а атласы, изданные в разное время, значительно отличаются друг от друга.

Гораздо более совершенными являются методы определения цвета с помощью оптических приборов — фотометров, которые дают возможность дать окраске количественную оценку. Эта методика широко использовалась В. И. Данчевым. Фотометрический метод является наиболее точным, дающим объективные цифровые показатели. Достоинством его является также дешевизна и возможность массового производства анализов. Однако надо иметь в виду, что цвет отложений может изменяться в зависимости от состояния образца и в первую очередь от степени его влажности и степени раздробленности. Поэтому при сравнении окраски морен надо использовать или их суспензии или изучать окраску отложений в порошке. Определение цвета ведется в строго одинаковых условиях. Образцы должны быть в воздушно-сухом состоянии, что достигается хранением образца в течение нескольких суток в сухом помещении при температуре 18—20° С.

Цвет отложений помимо физического состояния зависит от их цветного состава и прежде всего от некоторых входящих в них красителей, которым в ледниковых и в водно-ледниковых отложениях

является железо. Соединения железа, содержащиеся в большинстве случаев в сравнительно небольших количествах, в зависимости от степени окисления окрашивают отложения в различные цвета. Двухвалентное железо обуславливает обычно зеленую или синевато-зеленую окраску разных оттенков; желтые, коричневые и красноватые цвета характерны для соединения трехвалентного железа. Если в породе одновременно присутствуют окисные и закисные соединения железа, то ее окраска зависит от соотношения этих компонентов.

**Цвет моренных отложений.** Цвет морены может быть первичным и вторичным.

Первичная окраска зависит от цвета подстилающих пород в том случае, если морена лежит непосредственно на коренных породах и обогащена ими. Так, морена, залегающая на гранитах, имеет красную окраску, на гранито-гнейсах становится желто-бурой. На основных породах в морене преобладают серые тона, морена, лежащая на шунгитах, имеет темную, почти черную окраску. Морены, расположенные в районе распространения синих кембрийских глин, окрашены в голубовато-серые и зеленовато-серые цвета и по цвету неотличимы от кембрийских глин. Над известняками морена имеет сероватую или желтоватую окраску. Над красноцветными девонскими породами цвет морены обычно красно-бурый. Примесь органических веществ придает отложениям темные тона. Поскольку состав морены в каждом районе в значительной мере определяется местными породами, цвет морены изменяется очень резко по мере изменения состава подстилающих пород.

При изучении окраски ледниковых отложений надо иметь в виду, что она может быть вторичной, так как цвет морены претерпевает существенные изменения в результате воздействия процессов выветривания и почвообразования, миграции грунтовых вод, скопления органического вещества и других процессов. В условиях окисления возникают бурые, коричневатые и красноватые тона. В закисных условиях — зеленоватые, серые. Поступление в отложения органического вещества вызывает образование темной окраски — от темно-коричневой до черной (мгинская толща).

Влияние подстилающих пород, т. е. унаследованная или первичная окраска, сказывается наиболее четко в нижних горизонтах морены. Верхние горизонты, в которых количество местного материала обычно меньше, подвергаются наиболее интенсивному выветриванию, способствующему более резкому проявлению вторичной окраски — красно-бурой и зеленовато-серой в восстановительной среде.

Красно-бурый цвет обусловлен выветриванием железистых минералов, находящихся в морене. Поэтому чем дальше проходит процесс окисления, тем «краснее» отложения. Зеленоватый и сиреневато-серый цвет может встречаться в различных зонах. Он приурочен преимущественно к понижениям рельефа, где процесс восстановления (оглеение) ниже уровня грунтовых вод изменяет красно-бурую окраску на зеленоватую и зеленовато-серую.

Верхние, наиболее молодые, морены Кольского полуострова часто имеют серые тона, которые обусловлены не только цветом подстилающих пород, но, возможно, и тем, что химическое выветривание в связи с низкими температурами протекает здесь замедленно. В Карелии преобладает морена красноватых, желтовато-серых и бурых оттенков, что объясняется преобладанием в составе коренных пород гнейсов и гранитов. В тех местах, где материнские породы имеют другой состав, окраска морены меняется. На основных породах морена приобретает темно-серый цвет. В районе развития шокшинских песчаников морена характеризуется красно-бурым цветом.

В вертикальном разрезе окраска разновозрастных морен Карелии меняется под влиянием вторичных процессов и приобретает красновато-и желтовато-бурые, а в восстановительных условиях зеленоватые оттенки.

В Приневской низине в естественных обнажениях и выработках вскрыта обычно лишь верхняя морена. В буровых же скважинах встречены два и даже три горизонта морен. При этом самая нижняя морена по своему цвету не отличается от кембрийских глин, так как она ассимилировала в большом количестве подстилающие глины, что сказалось и на ее гранулометрическом составе. Средняя морена имеет коричневатый цвет. Если она подстилается мгинской толщей, то цвет ее темно-коричневый. Верхняя морена, относимая к лужской стадии валдайского оледенения, имеет бурую окраску, сходную с окраской морен, распространенных севернее на кристаллических породах.

Детальное расчленение морен по цвету для Эстонии проведено К. К. Орвику [70]. Он выделяет четыре оттенка красно-бурой морены и несколько оттенков фиолетово-серой. Красно-бурая морена распространена в верхних горизонтах, а фиолетово-серая преимущественно в Южной Эстонии и залегает обычно под красно-бурой. К. К. Орвику связывает окраску морены со степенью карбонатности и отмечает, что серая морена встречается только в Северной Эстонии на выходах ордовикских и силурийских карбонатных пород, причем южная граница серой морены в общих чертах совпадает не с южной границей силура, а с южной границей нарвского горизонта среднего девона, породы которого также в основном имеют серый цвет. Среди морен Юго-Восточной Эстонии К. К. Орвику, Х. Вийдингом и другими исследователями выделена красно-бурая (наиболее молодая), буровато-серая и серая (наиболее древняя) морены, которые имеют и возрастное отличие.

В Южной Эстонии, где на поверхность выходят красноцветные песчано-глинистые толщи девона, распространена фиолетово-серая морена.

В последние годы детальной цветовой характеристикой некоторых морен Латвии (с применением фотометра) занимается А. В. Стинкуле [95]. В результате проведенной работы установлено, что разновозрастные морены по цветовой характеристике имеют определенные

различия, обусловленные особенностями химического состава пород. А. В. Стинкуле в моренах Латвии не обнаружила связи серого цвета морен с увеличением карбонатности, которая, как отмечает К. К. Орвику [70], характерна для морены последнего оледенения в Эстонии.

Разновозрастные морены в пределах Литвы тоже различаются по окраске. Для моренных суглинков нижнего плейстоцена характерна серая окраска, для морен днепровской стадии — темно-бурая и коричневая, для морен московской стадии — серая и для морен верхнего плейстоцена — красно-бурая и коричневая окраска.

При использовании окраски морен как стратиграфического признака необходимо иметь в виду, что окраска бурых тонов с коричневым, красноватым и желтоватым оттенком может быть вторичной и обусловлена процессами выветривания.

Нами для характеристики цвета различных морен была использована методика, разработанная В. И. Данчевым. Она основана на численной характеристике спектра, отраженного от воздушно-сухого растертого в тонкий порошок изучаемого образца. При помощи фотометра измерялась его отражательная способность при красном, зеленом и синем светофильтрах путем сравнения с отражательной способностью белой баритовой пластинки. Затем строили спектры отражения и по ним находили три компонента (черный, цветной и белый), которыми, как показал В. Оствальд, можно охарактеризовать окраску любой породы.

Во взятых для исследования образцах морен, лежащих на кембрийских, ордовикских и девонских отложениях, обнаружены сравнительно небольшие различия по соотношению черного, цветного и белого компонентов их окраски. Можно лишь отметить, что морена, подстилаемая ордовикскими породами, характеризуется значительно более постоянным соотношением этих компонентов по сравнению с мореной, лежащей на кембрийских и в особенности на девонских породах. Однако некоторые из этих образцов по соотношению указанных выше компонентов совершенно аналогичны образцам морен, находящихся на ордовикских породах.

Несколько более четкие различия дало сравнение хроматических характеристик путем вычитания значений, полученных при красном и зеленом, а также при зеленом и синем светофильтрах. Как и следовало ожидать, у морен, лежащих на красноцветных породах, красный компонент значительно более интенсивен по сравнению с зеленым и синим, и поэтому все подобные морены характеризуются большими значениями разности «красный минус зеленый», чем «зеленый минус синий». Породы, лежащие на серовато-зеленых карбонатных ордовикских породах и на синих глинах, почти всегда характеризуются обратным соотношением.

В последние годы, как отмечалось выше, при изучении цвета морен фотометр был использован А. В. Стинкуле [95]. Она детально изучила цвет трех разновозрастных морен летижского разреза Латвии с целью использования его в качестве дополнительного стратиграфического признака. Причем для установления содержания окра-

пывающих элементов использовала данные химического анализа [96]. Разновозрастные морены летижского разреза по цветовой характеристике имеют определенные различия, обусловленные особенностями химического состава пород.

Для того, чтобы окраска стала достоверным критерием при определении возраста морен и условий их образования, необходимы более широкие исследования, охватывающие обширные площади распространения разновозрастных морен и изучение цветовой характеристики подстилающих их коренных пород, а также выявление вторичных изменений цвета.

## ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРЕН

Тектурные особенности морен в значительной степени определяются особенностями строения ледниковых толщ, в которые включен обломочный материал, а также от характера его распределения и типа движения ледника, участия воды в переносе, отложении и переотложении материала и вторичных процессов. Некоторые тектурные особенности зарождаются еще при движении ледника.

Как отмечает Ю. А. Лаврушин [43, 44], пластичный тип движения обуславливает появление гляциодинамических текстур, приуроченных обычно к нижней толще донной морены.

Среди гляциодинамических текстур Ю. А. Лаврушин выделяет текстуры течения, давления и уплотнения. Первые характеризуют раннюю стадию накопления морены, вторые возникают в участках ледника, где создается избыточное одностороннее давление, и третьи обуславливают плитчатость и сланцеватость.

Наличие в однородных моренных толщах линз и присыпок песчаного материала вызвано вытаиванием линз компрессионно-режеляционного льда. Этими же процессами обусловлено наличие корочек ожелезнения, приуроченных к этим линзам и к частям морены, контактирующими с включенными в нее валунами. Глыбовые скольжения льда по внутренним сколам вызывают также появление чешуйчатых текстур.

В общем морены характеризуются порфирированной текстурой, обусловленной неравномерным включением валунов и галек в мелкозем морены. Основные морены обычно обладают параллелепipedальной отдельностью. Для верхних их горизонтов характерна комковатая и ореховидная текстуры.

Толщи основных морен обычно характеризуются определенными особенностями своего строения. В отличие от других отложений в моренах не всегда можно выделить отдельные пласты. Обычно толщи моренных отложений весьма однородны, даже в том случае, когда их мощность превышает десятки метров. Такая однородность часто отмечается при описании моренных толщ, пройденных буровыми скважинами. Однако при хорошей обнаженности в моренных толщах почти всегда заметны более или менее отчетливо выраженные пластовые поверхности.

В краевой части многих современных ледников отчетливо видна полосчатость, определяемая чередованием горизонтов чистого и загрязненного льда. Некоторые исследователи (К. Вирккола и др.) полагают, что подобная полосчатость должна обуславливать слоистость моренных отложений, образующихся при таянии полосчатого льда.

Образование полосчатости в ледниках связано также с мелкими дифференциальными движениями по поверхности скалывания. Особенно отчетливы они тогда, когда край ледника встречает перед собой какое-либо препятствие. Тогда под напором массы льда в краевой части развиваются многочисленные пологопадающие в сторону центра ледника плоскости скалывания. В результате таких дифференциальных движений в краевой части ледника обломочный материал, сконцентрированный у подошвы ледника, переносится к его поверхности (рис. 37). Однако при этом не происходит какой-либо сортировки обломочного материала, и при вытаивании его и проецировании на земную поверхность четкой слоистости возникать не будет.

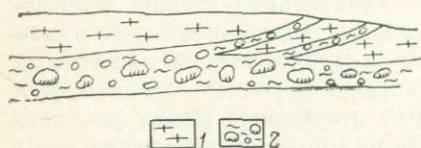


Рис. 37. Затягивание узких прослоев мореносодержащего льда (2) в толщу вышележащего льда (1) (по Ю. А. Лаврушину).

Причиной появления неясной пластовой отдельности или даже слоистости в пределах пластов морены является присутствие песчаных линз или неравномерное распределение в ней крупных обломков.

На Кольском полуострове и в Карелии в большинстве разрезов, вскрывающих строение моренных толщ, наблюдаются линзы, сложенные косослоистыми песками и гравием. В пределах внешней зоны, на Русской равнине, количество песчаных слойков и линз, а также их мощность увеличиваются по мере приближения к краевым зонам и районам, в которых лед был в значительной степени трещиноват.

В современных ледниках известны многочисленные полости, по которым могут циркулировать воды и заполнять их слоистым песчано-гравийным материалом. Количество таких пустот увеличивается не только по мере приближения к краю ледника, но и по разрезу. В нижних и верхних горизонтах моренных толщ количество песчаных линз значительно возрастает, что хорошо видно в стенках котлованов, где моренные толщ вскрыты на значительных протяжениях. Это говорит о большей роли воды, а следовательно, и о большой скорости таяния льда в краевой зоне. Песчаные линзы в плане обычно вытянуты по направлению движения ледника. Замеры косой слоистости песчаных отложений, образующих линзы, указывают на направление движения потоков, отлагавших песчано-гравийный материал, к краю ледника.

В песчаных линзах, которые являются отложением флювиогляциальных потоков, как правило, преобладает косая слоистость, реже

встречаются линзы горизонтальнослоистых глин и алевроитов или мелкозернистых песков, которые местами придают морене слоистую текстуру. Структура морен смешанная псаммо-алевро-пелитовая. Тип цемента базальный, иногда наблюдается цемент разведения. Абляционная морена неслоиста, но содержит большее количество линз преимущественно косослоистых песков, количество которых значительно больше, чем в основной морене. В абляционных моренах и моренах, преобразованных солифлюкционно-делювиальными процессами, неясная слоистость морены обусловлена, кроме того, своеобразным распределением в ней уплотненных обломков.



Рис. 38. Пунктирная слоистость в солифлюкционно-преобразованной морене (Хибины).

Отличительной чертой этой слоистости является ее прерывистость (рис. 38). Обломочный материал образует плоские линзы, а уплотненные обломки располагаются своим главным сечением вдоль этих линз.

Солифлюкционное преобразование морен отражается на их текстуре. Галечно-щебнистый материал концентрируется небольшими линзами, образующими пунктирную слоистость. Уплотненные обломки располагаются параллельно друг другу.

Другой существенной особенностью пунктирной слоистости в солифлюкционно-делювиальнопреобразованных моренах является то, что их накопление происходит на неровной поверхности, так как они возникают лишь в условиях расчлененного рельефа, а не на равнинах. Поэтому образующаяся слоистость обладает первичным наклоном, иногда довольно значительным [84].

При изучении текстурных особенностей морен таких, как плитчатость, надо иметь в виду, что во влажном состоянии она выражена слабо. В сухом состоянии некоторые морены распадаются на куски различной формы и размеров, среди которых различают угловато-оскольчатые, комковатые, ореховидные, эллипсоидальные, плитчатые и др. Излом морен зависит от уплотнения и от гранулометрического состава. Плотные и глинистые разности дают раковистый излом. Примесь песчаных частиц обуславливает шероховатый излом. Текстуры плотных глинистых морен обычно массивные. Такие текстурные особенности морен, как комковатость и плитчатость, возникают при местном эпигенетическом преобразовании морен.

Гранулометрический состав морен (даже при незначительной влажности) способствует миграции влаги и льдовыделению при сезонном промерзании, что приводит к пучению морен.

Верхние горизонты морен в северных районах на 1—1,5 м преобразованы мерзлотными процессами в связи с их сезонным промерзанием и оттаиванием, а также почвообразовательными процессами; последние развиты в более южных районах, за пределами Кольского полуострова и Карелии. Эти преобразования проявляются настолько интенсивно, что морены теряют свое первоначальное строение, изменяют свой состав, текстуры, свойства и переходят в покровные отложения.

Некоторые морены имеют сланцеватую текстуру. Она вызвана криогенными процессами и относится ко вторичной. Такие текстуры наблюдаются преимущественно в верхней зоне и обусловлены процессами миграции льдовыделения во время промерзания грунта. Выделяющиеся при промерзании ледяные тела чаще всего имеют вид линз, тонких прослоев, прожилок. После растаивания ледяных новообразований порода приобретает сланцеватое строение, характерное для морен, преобразованных мерзлотными процессами.

На севере, кроме того, наблюдается сетчатая текстура, которая возникает при промерзании морен и последующего оттаивания и свойственна преимущественно отложениям, в которых резко преобладает фракция 0,1—0,01 мм.

Однородность строения морен местами нарушается трещиноватостью. Трещины отдельности разбивают толщи морен на крупные параллелепипедальные блоки. Они наблюдаются в котлованах. Оползание морен по таким трещинам происходит часто как в искусственных выработках, так и в обнажениях по склонам долин.

Некоторые исследователи считают, что появление трещин отдельности вызвано процессами усыхания и усадкой морены (В. А. Приклонский), другие (А. И. Попов) — как результат морозного трещинообразования. По характеру своего расположения трещины отдельности напоминают полигоны жильных льдов.

Пластинчатая текстура морен проявляется в расслоении морены на мелкие плитки, направленные часто параллельно земной поверхности (рис. 39, а). Средний размер плиток 1—2 мм в толщину и 5—10 мм в длину, максимальный — до 7 мм в толщину и 30 мм в длину.

Около валунов плитчатость как бы обтекает их. Иногда плитчатость пронизывает всю толщу морены (абляционную и основную), иногда проявляется только местами. Она наблюдается в отложениях определенного гранулометрического состава — со значительным содержанием песчано-алевритовой фракции. Обычно наиболее четко плитчатость выражена в верхних горизонтах отложений. Вниз по разрезу она становится менее отчетливой и постепенно исчезает на глубине 4—8 м. Широко развиты линзовидно-плетенчатые криогенные текстуры (рис. 39, б).

Плитчатость наблюдается не только в разных типах морен, но также в озерных и флювиогляциальных отложениях. Общим для всех отложений с плитчатой текстурой является их гранулометрический состав.

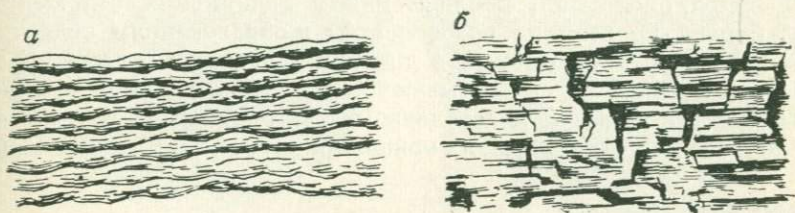


Рис. 39. Криогенные текстуры (по А. И. Попову): а — линзовидно-плетенчатая; б — неполносетчатая.

Фракции меньше 0,01 мм обеспечивают некоторую сцементированность отложений, необходимую для сохранения плитчатой текстуры. Плитчатая текстура, как отмечает А. Д. Арманд, возникает в отвалах морены в течение нескольких лет. Он относит плитчатую текстуру к одной из разновидностей слоистой текстуры сегрегационного льда мерзлых грунтов, описанных П. А. Шумским.

В результате мерзлотных процессов часто нарушается горизонтальная слоистость озерно-ледниковых отложений.

Как отмечалось выше, облекающая слоистость свойственна преобразованным моренам, накопление которых происходит на неровной поверхности подстилающих отложений. Это явление отмечалось многими исследователями (например, В. Окко) и на современных ледниках. Так, у края современных исландских ледников морена отлагается в виде отчетливо наклоненных пачек, которые по этим признакам отличаются от прилегающих зандров.

Изменение углов наклона облекающей слоистости будет характеризовать только крутизну ската древнего рельефа. Так, например, для изученных нами районов Кольского полуострова древний рельеф, существовавший в эпоху накопления поздне- и послеледниковых отложений, отличается от современного значительно большей крутизной склона, а следовательно, и большими высотами по сравнению с современным. Это заставляет допускать о существенном выполаживании рельефа в областях распространения ледниковых отложений,

происшедшем в антропогене, что подтверждается значительно большей мощностью ледниковых отложений в понижениях доледникового рельефа по сравнению с возвышенностями.

Генетически важной текстурной особенностью ледниковых отложений являются следы оползаний. Они имеют вид мелких неправильных по форме сложных складок, сопровождающихся резким увеличением мощности или, наоборот, выклиниванием тех или иных пластов. Для таких местных дислокаций характерно, что вышележащие пласты залегают нормально, без нарушений.

Оползания очень часто происходили в краевой части ледника в результате вытаивания погребенных глыб льда или отложения материала на первично крутонаклоненную поверхность (например, на дне приледниковых озер).

Текстура оползаний, наблюдаемая в ледниковых отложениях, очень близка по всем их особенностям к образованиям подводных оползней, часто наблюдаемых в древних осадочных толщах. В том случае, когда оползни захватывают толщу значительной мощности и в обнажении не видно подстилающих или перекрывающих их нормально лежащих отложений, их можно принять за гляциодислокации.

## МИКРОТЕКСТУРЫ

Большой интерес представляет исследование микротекстур ледниковых отложений. Изучение микротекстур помогает не только сопоставлению различных толщ, но и выяснению условий их накопления и дальнейшего преобразования.

Изучение шлифов имеет большое значение при исследовании ледниковых отложений, имеющих связную консистенцию. Оно позволяет уточнить гранулометрический и петрографический состав, текстуру, степень выветрелости и окатанности обломочных частиц, установить влияние подстилающих пород (их захват в виде обломков или окатышей), наличие аутигенных минералов, вторичную цементацию, характер контактов, перерывы в отложении, интенсивность и глубину проникновения вторичных процессов, вызванных мерзлотными и почвенными процессами, а также грунтовыми водами, и другие особенности отложений. Наиболее ценным является послойное изучение пород. Оно помогает проследить последовательность геологических событий за время образования изучаемой толщи.

Ниже приводится характеристика различных генетических типов ледниковых отложений.

Для основных морен характерна псаммопелитовая, алевропелитовая и реже пелитовая структуры. Крупные зерна часто образуют полигоны, наиболее четко выраженные в верхней части толщи (рис. 40, в, г).

В зависимости от степени выраженности полигонов можно выделить среди них три класса. К первому классу относятся микротекстуры, в которых образование полигонов находится в зачаточной стадии. В полигонах второго класса они выражены значительно

более четко и в третьем они выражены весьма отчетливо (рис. 40, а, б, в). К центральной части полигона приурочен обычно более мелкий материал, но в центре некоторых полигонов располагаются песчаные зерна, вокруг которых образуются концентрические кольца пелитового материала и алевритовые частицы (рис. 40, г).

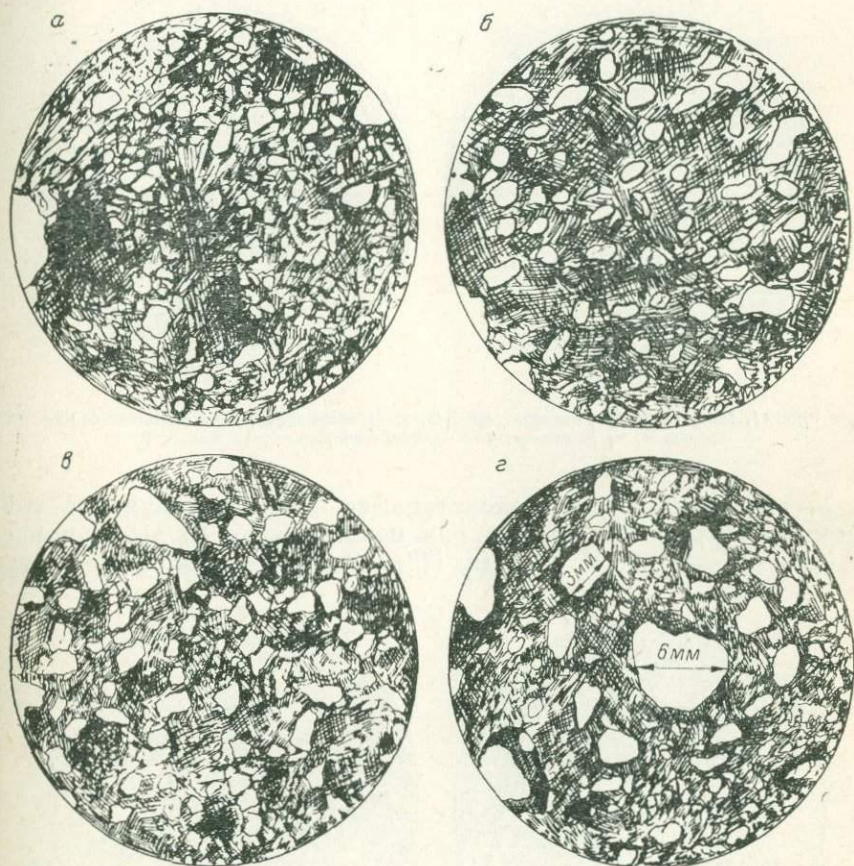


Рис. 40. Полигональные микротекстуры: а — зачаточные (I класс); б — нечетко выраженные (II класс); в — хорошо выраженные (III класс); г — в центре полигона песчаное зерно.

Потоково-абляционные морены характеризуются субпараллельным расположением обломочного материала (рис. 41, а). В седлоподобных моренных отложениях наблюдается «флюидальная» текстура (рис. 41, б).

Шлифы дают возможность установить типы контактов морен с отложениями другого генезиса (рис. 42).

В перигляциальной зоне как ледниковые, так и водно-ледниковые отложения подвергаются преобразованию. Вначале оно вызвано

мерзлотными, а затем почвенными процессами, которые отражаются на перераспределении обломочного материала и появлении вторичных текстур (полигональные грунты, морозобойные клинья, плитчатость, и др.). При выявлении степени преобразования большое значение имеет изучение шлифов.

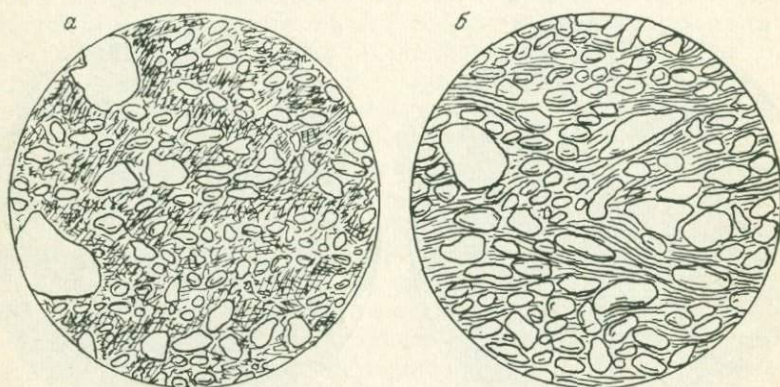


Рис. 41. Микротекстуры морены (фото И. В. Котлуковой): а — потоково-абляционная; б — селеподобная.

Характеристика палеокриолитогенеза и возникающих при этом преобразований, характерных для перигляциальной зоны, приводится в работах А. И. Попова [73]. Следы палеокриолитогенеза

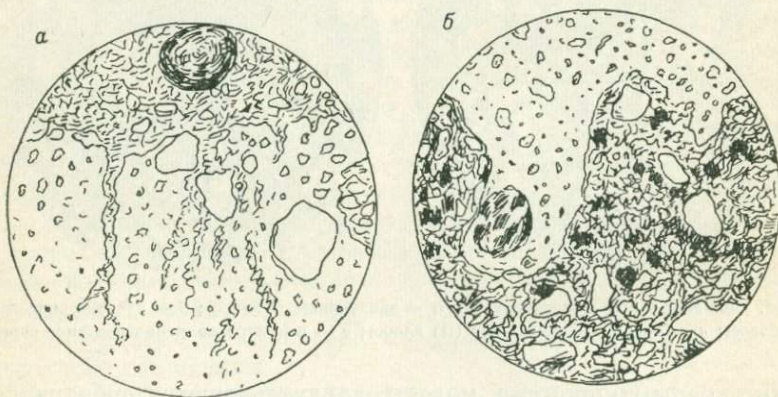


Рис. 42. Контакт морены с озерно-ледниковыми отложениями: а — ровный; б — неровный (фото И. В. Котлуковой).

приурочены к отложениям различного генезиса, залегающих с поверхности в перигляциальной зоне. Они выражены в появлении пор от кристаллов льда, псевдоморфоз окислов железа по порам и др. Характерно увеличение остроугольных обломков вверх по

разрезу. В плохо отсортированных ледниковых отложениях появляется микрополигональная текстура. Как отмечалось выше, наиболее интенсивные изменения протекают в отложениях, залегающих с поверхности. Вниз по разрезу следы криолитогенеза сходят на нет.

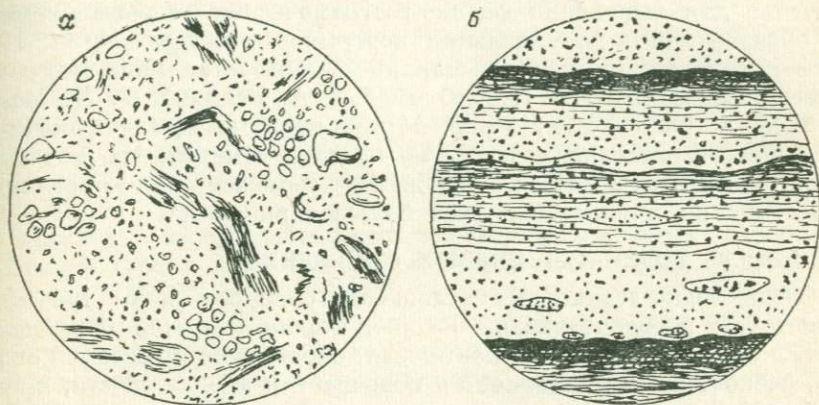


Рис. 43. Микротекстуры озерно-ледниковых отложений: а — текстура, нарушенная мерзлотными процессами; б — ненарушенная слоистая текстура.

В озерно-ледниковых отложениях, обладающих горизонтальной слоистостью, выраженной в чередовании слоев различной зернистости (рис. 43, б), криогенные процессы нарушают первичную

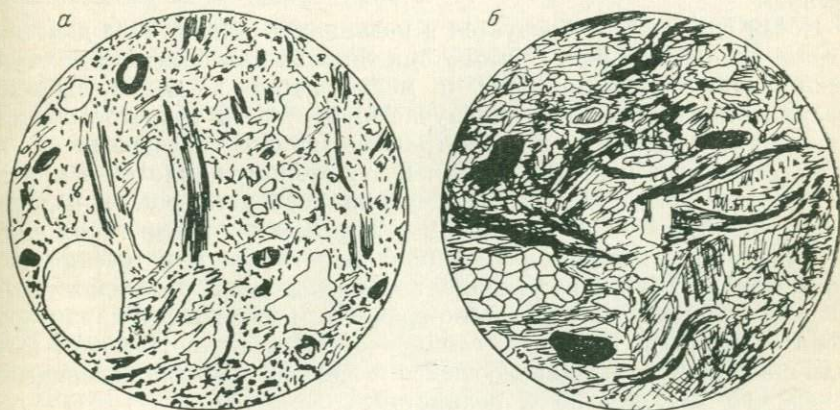


Рис. 44. Почвы, развитые на морене: а — современные; б — погребенные.

слоистость. Песчаные зерна не образуют четко выраженных слоев, а группируются в гнезда, среди которых наблюдаются пустоты на месте кристаллов льда (рис. 43, а).

Криогенные процессы сменяются почвообразовательными. В кернах следы преобразования отложений улавливаются далеко не всегда, но легко устанавливаются при изучении шлифов, в которых отражены вторичные микротекстуры. Выявление же погребенных почв, разделяющих различные ледниковые толщи, имеет большое значение для выявления физико-географических условий времени их образования и установления перерывов в седиментации. При изучении погребенных почв широко используется микроморфологические особенности (И. П. Герасимов, А. А. Величко, Т. Д. Морозова, М. А. Фаустова). На рис. 44 приведены шлифы современных (а) и погребенных (б) почв. В заключение отметим, что изучение микротекстур ледниковых отложений поможет их корреляции и несомненно привлечет к себе большое внимание.

### СЛОИСТОСТЬ ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Среди водно-ледниковых отложений распространены три типа слоистости; горизонтальная, которая характеризуется параллельностью образующих ее слоев: косая, образованная системой слоев, расположенных наклонно к подошве и к кровле пласта, и волнистая.

Среди ледниковых и в особенности водно-ледниковых отложений (в том случае, если они завершают цикл седиментации), развита облекающая псевдослоистость. Облекающая «слоистость» часто хорошо выражена в делювии, а также в некоторых флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложениях, накапливающихся на неровной поверхности подстилающих пород. По своему облику эта слоистость очень похожа на косую, но не имеет с ней ничего общего по происхождению.

Косая слоистость образуется в подвижной среде в зоне действия ветра и подвижных вод. Поэтому она типична для песчаных эоловых накоплений, отложений рек и мелководных водоемов. Наклон поверхности слоистости в этом случае определяется тем, что в области осаждения возникают несимметричные гряды, смещающиеся по направлению течения (или ветра). В эту сторону наклонен и крутой склон этих гряд. Поэтому измерение господствующего падения косой слоистости, образующейся в результате движения таких гряд, дает возможность определить направление ветра или течения водных потоков. Для флювиогляциальных отложений, представленных, как правило, песчаным и песчано-гравийным материалом характерна косая слоистость. По форме слоев косая слоистость может быть прямолинейной, выполаживающейся к подошве, выполаживающейся к подошве и к кровле и волнистой.

По положению границ между сериями чаще всего встречаются косвенная и перистая слоистости, у которых границы между сериями примерно параллельны пластовой поверхности; у косвенной (диагональной) слоистости слои падают в одну сторону, у перистой — в разные. Обычно косвенная слоистость во флювиогляциальных отложениях слегка выполаживается к подошве слоя.

Слоистость во флювиогляциальных отложениях определяется обычно различием в величине зерен, реже цветом и минеральным составом. Нередко между пластами с косою слоистостью в продольном сечении видны горизонтальнослоистые пески и алевриты незначительной мощности. Такое чередование косослоистых пластов с горизонтальными свойственно временным потокам.

В озах косослоистые пачки часто чередуются с линзами горизонтальнослоистых мелкозернистых песков и алевритов. Широко распространены среди них также пески со слоистостью типа знаков ряби, которая характерна не для потоковых отложений, а для прибрежных участков водоемов, где происходят слабые колебательные движения воды, обуславливающие перемещение образующихся волноприбойных знаков.

Наклоны косою слоистости в гравийно-галечных горизонтах в пределах озов часто имеют моноклиналное падение и образуют крутые углы (более  $20^\circ$ ). В таких случаях наклон косою слоистости и галек совпадает. В пологонаклоненных косых сериях наклон слоистости и уплощенных галек направлен в противоположные стороны. В продольных разрезах озов слоистость более спокойная, чем в поперечных.

В зандрах преобладает моноклинално наклонная косая слоистость, углы падения которой уменьшаются в дистальном направлении и часто переходят в горизонтальную слоистость. В поперечных разрезах линзы косослоистых песков срезаются горизонтальнослоистыми или пологонаклонными.

Для озерно-ледниковых отложений характерна относительно спокойная слоистость типа ленточной, пологонаклоненная косая и слоистость типа знаков ряби.

Как отмечалось выше, ленточная слоистость характерна для спокойных внутриледниковых и приледниковых водоемов. В зависимости от степени сортировки и четкости границ между лентами М. Саурамо, изучавший ленточные глины Финляндии, подразделил их на глины с диатектной и симмиктной слоистостью.

Наиболее четко выражена обычно нижняя граница летней ленты.

Тип слоистости ленточных глин, как это показали М. Н. Кагнер, В. М. Курпис, А. В. Стинкуле и другие исследователи вызван периодической изменчивостью гидрохимических условий (растворимостью карбонатов). Так, к югу от глинта в районах распространения карбонатных морен для ленточных глин характерна симмиктная текстура. В Приневской впадине, где распространены синие кембрийские глины, преобладает диатектная слоистость.

Появление слоистости типа знаков ряби обусловлено тем, что при незначительной глубине бассейнов процесс отложения обломочных частиц связан часто с антидюнной стадией, характеризующейся появлением гряд, смещаемых волнениями. Это сказывается на текстурных особенностях осадков.

Наблюдениями над текстурными особенностями намывных насыпей и площадок занимаются гидротехники. Они отмечают, что в

зависимости от режима потоков откладываемые ими отложения приобретают ту или иную текстуру. При образовании на дне песчаных валов, смещающихся по направлению течения, отложения приобретают отчетливую горизонтальную слоистость, намечаемую песчаными и глинистыми слоями. Таким образом, тонкая горизонтальная слоистость возникает не только в застойных водах, она может образоваться и в потоках, несущих большое количество обломочного материала, что, вероятно, часто имело место в приледниковых условиях.

## МОЩНОСТЬ ЛЕДНИКОВЫХ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Минимальная мощность ледниковых отложений наблюдается в пределах кристаллического щита. В периферической области — на Русской равнине — минимальная мощность морен отмечена на выступах доледникового рельефа (Бегловский вал и др.). В пределах Ордовикского плато мощность ледниковых отложений очень незначительна и местами не превышает 1 м (в северной части плато), а в среднем достигает 3—5 м. Небольшие мощности морен отмечены в некоторых районах Карбонового плато, на водоразделах рек Вытегры и Андомы, на западном побережье оз. Лача, на водоразделах рек Онеги и Кены и в других районах. Там, где рельеф подстилающих пород спокойный, мощность ледниковых отложений выдерживается на значительных площадях.

Максимальные мощности и одновременно наиболее полные разрезы приурочены к древним долинам, где они часто превышают сотни метров.

В Карелии, как отмечает Г. С. Бискэ [3], в местах расчлененного доледникового рельефа, особенно на участках, сложенных породами карельской формации, обычно весьма интенсивно смятыми в складки и обладающими неровной поверхностью, мощность морены не превышает 5—6 м. Максимальные же мощности, вскрытые буровыми скважинами, достигают 56 и даже 87 м.

В пределах кембрийской и девонской низин мощность ледниковых отложений колеблется в общем в незначительных пределах и в среднем не превышает 10 м, за исключением депрессий и краевых ледниковых зон.

На мощность ледниковых отложений до некоторой степени влияют вторичные процессы, а именно: при солифлюкционно-делювиальных процессах мощность отложений увеличивается в понижениях и уменьшается на повышенных участках. Изучение мощности помогает в некоторых случаях судить о характере преобразования.

В общем мощность ледниковых отложений зависит в основном от рельефа подстилающих пород. Ледниковые отложения образуют покров, который нивелирует в значительной степени доледниковый рельеф.

Мощность абляционно-потоковых моренных отложений в пределах кристаллического щита значительно больше, чем в пределах

Русской равнины, где ее присутствие отмечено лишь в краевых ледниковых зонах.

Мощность ледниково-морских отложений в пределах Кольского полуострова зависит от рельефа коренных пород прибрежной части. Максимальная ее мощность приурочена к наиболее пониженным участкам, но не превышает 10—15 м.

Мощность водно-ледниковых отложений колеблется в значительных пределах. Минимальная мощность флювиогляциальных отложений наблюдается в песчаных линзах, включенных в морену (единицы и доли метра). Максимальные мощности приурочены к краевым зонам и древним долинам. Значительные мощности флювиогляциальных отложений отмечены также в озах, которые часто целиком сложены флювиогляциальными отложениями.

Озерно-ледниковые отложения, выполняющие неровности рельефа позднеледникового времени, достигают значительной мощности. Так, большие мощности глин типа ленточных фиксируются на Кольском полуострове в районе Шонгуй (50 м), в Приневской низменности и Приильменье (20 м), в Грузинской (15 м) и Холмской (12 м) котловинах и других понижениях.

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА В СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

### ГЛАВА VI

#### СТРАТИГРАФИЯ

Несмотря на большое количество работ, посвященных этому вопросу, до сих пор нет единой точки зрения на стратиграфическое значение вещественного состава ледниковых отложений и не выработана единая методика его изучения.

Хотя в настоящее время имеется большое количество анализов, мы далеки от разрешения этих вопросов, так как точки опробования ледниковых отложений обычно распределены как по площади, так и в разрезе неравномерно. Наиболее детально изучены отложения, залегающие с поверхности и вскрытые обнажениями. Древние же отложения, вскрытые скважинами, часто изучены всего лишь по нескольким образцам. Поэтому степень изученности разновозрастных толщ возрастает от древних к молодым.

Сопоставление большого количества гранулометрических анализов разновозрастных морен показывает, что разновозрастные морены по своему гранулометрическому составу в общем не отличаются, но намечаются различия в соотношении различных типов морен. При использовании гранулометрического состава в стратиграфических целях необходимо сравнивать одинаковые типы морен, причем желательно использовать в этих целях основную морену.

В верхневалдайское время в некоторых районах отлагались бассейновые морены с повышенным содержанием глинистых частиц (Мстинская впадина, Юго-Западное Прионежье, Тихвинский район и др.). Среди морен лужской стадии значительно шире, чем в отложениях более ранних стадий, распространены опесчаненные разности, свидетельствующие о большой роли воды и о выносе глинистых частиц в водные бассейны, покрывавшие в то время обширные территории, главным образом за пределами ледника. Отложения последней, — невской — стадии свидетельствуют о наиболее быстром стаивании ледника. Среди них, в особенности в северных районах, распространены песчаные и супесчаные морены. Вне зависимости от стадий опесчаненные морены отмечаются в пределах краевых зон и в абляционной морене.

В общем надо отметить, что гранулометрический состав разновозрастных морен, вскрытых какой-либо одной скважиной, или

морен, распространенных в пределах одного района, несколько отличается, что дает возможность использовать его в стратиграфических целях, при разработке местных стратиграфических схем, и это различие успешно используется геологами Прибалтики и Белоруссии.

Лучшие результаты достигаются при сопоставлении петрографического состава валунно-галечного материала разновозрастных морен. Однако надо иметь в виду, что при изучении петрографического состава валунно-галечного материала, включенного в морену и полученного из керна скважин или из обнажений отложений, распространенных с поверхности, результаты неравноценны. Это связано с тем, что размеры валунов зависят от петрографического состава, точнее, от размеров тех отдельностей, на которые они разрушаются. Так, валуны рапакиви почти всегда обладают крупными размерами, что связано с их глыбовой отдельностью. Меньшими размерами обладают валуны основных пород, кварца, кремней, хотя абразивная и химическая устойчивость их весьма велика. Поэтому сопоставление валунов и галек, полученных из буровых скважин и в обнажениях, не всегда дает положительные результаты даже в пределах одного района.

Сопоставление петрографического состава валунов в разновозрастных отложениях для различных районов тоже может привести к неправильным выводам, так как каждый район характеризуется своим петрографическим составом валунно-галечного материала и соотношением между эратическим и местным материалом. Поэтому даже в разновозрастных отложениях петрографо-минералогический состав изменяется в зависимости от состава и положения областей питания. При учете перечисленных выше «помех» петрографо-минералогический состав часто является основой подразделения моренных толщ. Для расчленения и сопоставления морен, распространенных на карбонатных породах, широко используется состав гравийной фракции.

Сравнение минерального состава и выхода тяжелой фракции ледниковых и водно-ледниковых отложений различных стадий показывает, что в общем роль продуктов разрушения кристаллического щита возрастает от древних отложений к молодым. Сопоставление минерального состава разновозрастных моренных толщ по различным районам показывает, что он изменяется в зависимости от питающих провинций и рельефа подстилающих пород. Так, на рис. 45 показаны изменения процентного содержания граната в отложениях невской, лужской, крестецкой и вепсовской стадий. В пределах Онежско-Ладожского перешейка, как это видно из схемы, все ледниковые отложения вне зависимости от возраста (и генетического типа) характеризуются пониженным содержанием граната, тогда как в пределах Карельского перешейка и в районах развития гранатосодержащих метаморфических пород, оно максимальное. Как видно на рис. 45, количество граната в невской морене уменьшается в юго-восточном направлении и довольно резко

снижается там, где кристаллические породы погружаются под осадочные. Суммарное уменьшение содержания граната в отложениях лужской, крестецкой и вепсовской стадий объясняется также возможно и тем, что в районе распространения невской стадии, где она

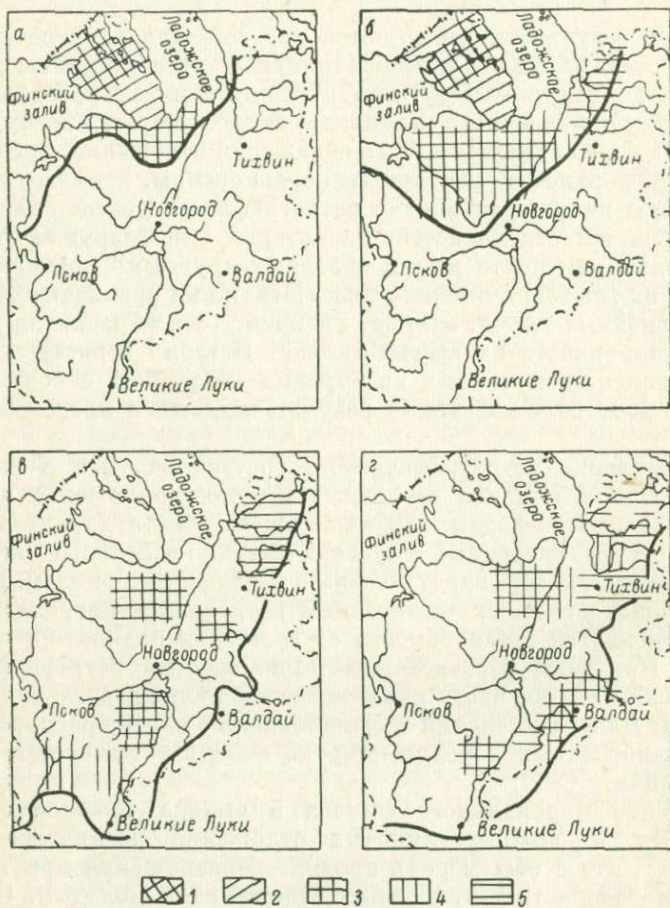


Рис. 45. Содержание граната во фракции 0,1—0,01 мм в моренах различных стадий валдайского оледенения.

Стадии: а — невская; б — лужская; в — крестецкая; г — вепсовская.  
Содержание граната: 1 — более 30%; 2 — 20—30%; 3 — 10—20%;  
4 — 5—10%; 5 — менее 5%.

перекрывает более древние отложения, последние изучены менее детально.

Значительное совпадение минерального состава отложений крестецкой и вепсовской стадий объясняется, с нашей точки зрения, тем, что они распространены примерно на одной и той же площади и отсутствуют в пределах Карельского перешейка. Как отмечалось выше, вещественный состав морен и соотношение между эрратическим

и местным материалом зависит и от условий его переноса и отложения. Поэтому сопоставление различных типов одновозрастных морен даже в одной петрографо-минералогической провинции не всегда может дать положительные результаты. Так, абляционная морена лужской стадии или какой-либо другой не будет существенно отличаться от невской и будет значительно более резко отличаться от одновозрастной основной. Поэтому, как отмечалось выше, при стратиграфических сопоставлениях необходимо учитывать тип морены. Желательно при этом использовать основную морену. Установлено, что глинистые фракции морен Кольского полуострова отличаются по примеси каолинита, содержание которого возрастает в древних моренах. А. В. Матвеев [61, 64] отмечает, что нижнечетвертичные морены Белоруссии обогащены хлоритом и монтмориллоном.

В отдельных районах расчленению морен помогает их окраска, соотношение между окатанными и неокатанными (оскольчатыми) песчаными зернами.

В пределах Латвии расчленение и сопоставление морен проводится по степени окатанности роговой обманки (метод Я. Майоре и В. Ульста). Для сопоставления и расчленения морен часто используют различные коэффициенты.

Из изложенного следует, что в стратиграфических целях должен использоваться весь комплекс исследований, включая полевые и лабораторные методы, и что положительные результаты достигаются только для определенных районов, характеризующихся некоторыми общими чертами — общностью питающих провинций, однообразием состава и рельефа доледниковых отложений. При этом надо иметь в виду, что для сопоставлений необходимо использовать отложения одинаковых генетических типов и подтипов, а также учитывать роль преобразующих факторов. Изучение микротекстур дает возможность сопоставлять различные толщи. Большое значение, как отмечалось выше, имеет установление погребенных почв и криогенных текстур.

Весьма целесообразно, в связи с этим, составление схем корреляционных районов, пример которой приведен для Белоруссии в работе В. А. Матвеева [64]. Подобное районирование, несомненно, поможет вполне обоснованному расчленению немых ледниковых толщ.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Из краткого описания различных типов морен следует, что изучение их вещественного состава помогает палеогеографическим реконструкциям, в особенности стадии продвижения ледника.

Если условия деградации ледника и большая роль воды в этом процессе фиксируется помимо вещественного состава и текстурных особенностей отложений формами рельефа, то активная фаза может быть отмечена только с помощью анализа вещественного состава

морен. Условия продвижения ледника, зависящие от его мощности и доледникового рельефа, отражаются в первую очередь на вещественном составе и текстурных особенностях отложений, возникающих при продвижении ледника, т. е. морены.

Изучение гранулометрического состава дает возможность не только установить генетический тип отложений, подразделив их на морены и водно-ледниковые, но и выделить среди них различные фации, охарактеризованные выше. Оно помогает также наметить положение неровностей доледникового рельефа, активность ледника и условия его таяния.

Определению положения области сноса и восстановлению направления движения ледниковых потоков помогает изучение петрографо-минералогического состава морен. Для восстановления направления движения ледниковых потоков используется также ориентировка удлинённых валунов. Однако она не всегда дает положительные результаты, так как обычно измеряются длинные оси валунов, лежащих на поверхности или близко от нее, где они в результате вторичных процессов (вымораживания, солифлюкции, воздействия водных струй и вод бассейнов) изменяют свое первоначальное положение. Изучение же ориентировки валунов в разрезах, где их первоначальное положение не нарушено, очень трудоемко, а общее количество замеров — их массовость — мало для вполне обоснованных выводов. Часто замеры не дают положительных результатов.

Изучение петрографо-минералогического состава ледниковых отложений позволяет установить границу между ними и подстилающими породами. Последняя определяется по разнообразию минералов и повышенному выходу тяжелой фракции. Как упоминалось выше, в моренах оно составляет около 1%, тогда как в коренных осадочных породах всего лишь доли процента.

Состав пород, по которым двигался ледник, и направление движения ледника можно определять не только по наблюдениям над валунами, но и по изучению минерального состава песчано-алевритовых фракций, которые представляют основную часть большинства ледниковых и водно-ледниковых отложений. Использование минерального состава песчано-алевритовых фракций имеет значительное преимущество перед валунами, так как дает возможность сопоставлять материал, полученный при бурении.

Минеральный состав и соотношение между минералами в ледниковых отложениях северо-запада европейской части не остается постоянным. Так, например, в пределах Карельского перешейка, в особенности его северной части, весьма значительно содержание цветных слюд (15—17%) и незначительно содержание мусковита (2—3%). Преобладание цветных слюд над мусковитом прослеживается до предглинтовой зоны. В пределах Ордовикского плато соотношение меняется, а в пределах распространения девонской пестроцветной толщи, богатой мусковитом, содержание его возрастает. Другими словами, намечается определенная закономерность в распределении минералов по районам. Наиболее четко она выражена

в содержании граната (см. рис. 45). Как видно на рисунке, содержание граната в моренах (и в водно-ледниковых отложениях) достигает 25—30% и более (до 80%), тогда как на Онежско-Ладожском перешейке содержание граната не превышает 5% (обычно 2—3%). Такое распределение минералов обусловлено различием петрографического состава питающих провинций и направлением движения ледниковых потоков. Ладожско-Финский ледниковый поток переносил и откладывал продукты разрушения пород, богатых гранатом (тогда как Онежский поток разрушал породы, бедные гранатом).

Сопоставление петрографо-минералогического состава морен позволяет выделить различные их типы. Как отмечалось выше, соотношение между эрратическим и местным материалом изменяется в значительных пределах и является также результатом условий переноса и отложения обломочного материала. При этом, естественно, надо учитывать гранулометрический состав и текстурные особенности отложений.

Большое палеогеографическое значение имеет изучение микро-текстур. Оно дает возможность устанавливать физико-географические условия времени их образования.

Все вышеизложенное, как нам кажется, несмотря на его краткость, показывает, что без всестороннего изучения вещественного состава и текстурных особенностей ледниковых и водно-ледниковых отложений палеогеография ледниковой эпохи не может быть восстановлена.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арманд А. А., Евзеров В. Я. О некоторых континентальных отложениях Кольского полуострова и вторичных изменениях в их строении. — В кн.: Рельеф и геол. строение осадочного покрова Кольского полуострова. Л., «Наука», 1964, с. 87—110.
2. Бискэ Г. С. Озы Карелии. Л., Изд-во АН СССР, 1955, 28 с.
3. Бискэ Г. С. Морены Карелии. Тр. Карельского фил. АН СССР, вып. 11, 1959, с. 83—101.
4. Вейнбергс И. Г., Раукас А. В. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связи с убыванием ледникового покрова. — «Балтика», вып. 3. Вильнюс, Изд-во АН ЛитССР, 1967, с. 35—40.
5. Верецкий Н. Г. Краткая характеристика инженерно-геологических свойств отложений последнего материкового оледенения европейской части СССР. — В кн.: Вопросы регион. инженерно-геол. изучения территории СССР. М., ВСЕМИНГЕО, 1971, с. 54—64.
6. Верзилин Н. Н. К литологии межледниковых отложений южной части Кольского полуострова. — Вестн. ЛГУ, 1956, № 24, с. 81—88.
7. Верзилин Н. Н. К вопросу о классификации смешанных осадочных пород. — Уч. зап. ЛГУ, 1962, № 310, вып. 12, с. 123—133.
8. Вийдинг Х. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР. Тр. регион. совещ. по изучению четверт. отложений Прибалтики и Белоруссии. — Науч. сообщ., 1957, т. 4, с. 285—297.
9. Вийдинг Х. Некоторые методические вопросы литолого-минералогического анализа песчано-алевритовых пород Прибалтики. — Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, 1965, вып. 168, № 3, с. 5—27.
10. Гайгалас А. И. Петрографическая характеристика галечной фракции неоплейстоценовых и мезоплейстоценовых морен в среднем течении р. Немунас. — Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1959, т. 10, № 2, с. 47—68.
11. Гайгалас А. И. К вопросу петрографии древней коры выветривания мезоплейстоценовых морен в среднем течении р. Нямунас. — Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1959, т. 10, 2, с. 69—80.
12. Гайгалас А. И. Реконструкция движения плейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морен. — В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, «Минтис», 1963, с. 48—60.
13. Гайгалас А. И. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы. Тр. АН ЛитССР, сер. Б 4(39), 1964, с. 185—211.
14. Гайгалас А. И. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы и возможность использования их для стратиграфии. — В кн.: Стратиграфия четверт. отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс, «Минтис», 1965, с. 104—157.
15. Гайгалас А. И. Сланцеватость плейстоценовых морен Литвы. Мат-лы науч. конф. молодых ученых геологов Литвы. Вильнюс, Ин-т геологии, 1968, с. 72—73.
16. Гайгалас А. И., Гуделис В. Эрратические валуны стадияльных образований последнего оледенения Южной Прибалтики и динамика ледникового покрова. — «Балтика», вып. 2. Вильнюс, 1965, с. 213—232.

17. Гайгалас А. И., Климашаускас А. Ю. Минералогический состав разновозрастных донных морен средней Литвы и некоторые вопросы палеогеографии плейстоцена. — Геогр. ежегод., т. 6—7. Вильнюс, Изд-во АН ЛитССР, 1963—1964, с. 185—210.

18. Гайгалас А. И., Микалаускас А. П., Юргайтис А. А. Седиментационные циклы и минерало-петрографический состав рудинского заindra (Франкфуртская стадия) по обнажению Вайкштяняй. Тр. АН ЛитССР, сер. Б, 3(42), 1965, с. 180—213.

19. Геология четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Ред. Н. И. Апухтин, И. И. Краснов. Л., «Недра», 1967, 343 с.

20. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР. Ред. Д. Б. Малаховский, К. К. Марков. Л., «Наука», 1969, 255 с.

21. Гуделис В. К., Микалаускас А. П. К вопросу о понятии и классификации задров. Вильнюс, Ин-т географии АН ЛитССР, 1963, с. 453—463.

22. Гурский Б. Н. К литологии моренных отложений бассейна р. Сожа. Мат-лы 1-й науч. конф. молодых геологов Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1965, с. 87—89.

23. Даниланс И. Я. Некоторые итоги изучения состава моренных отложений Латвии с целью выявления литологических различий разновозрастных морен. — В сб. «Вопросы четвертич. геологии», т. 5. Изд-во «Зинатне», Рига, 1970, с. 7—37.

24. Даниланс И. Я., Лука К. А. Строение и морфология одного из типов дельт талых ледниковых вод. — В кн.: Вопросы четвертичной геологии, т. 4. Рига, «Зинатне», 1969, с. 65—81.

25. Добровольский В. В. Физика-химия, биология и минералогия почв СССР. М., «Наука», 126 с.

26. Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966, 238 с.

27. Дюфур М. С. Об относительном направлении в определении содержания понятия «фация». — Вестн. ЛГУ, 1971, № 24, с. 5—15.

28. Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. Результаты исследований по программе МГУ, № 2, 1964, с. 61—72.

29. Зубаков В. А. Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири. — Булл. ком. по изуч. четверт. периода, 1968, № 34, с. 57—72.

30. Каган А. А. Об изменении физико-механических свойств лужской морены района Ленинграда. Л., «Энергия», 1966, с. 80—82. (Тр. Ленгидропроекта, № 4).

31. Каган А. А., Солодухин М. А. Моренные отложения Северо-Запада. М., «Недра», 1971, 137 с.

32. Климавичене В. К. Минералогический состав основных генетических типов четвертичных песков Литвы. — Географ. ежегод., Географ. о-ва ЛитССР, 1968, т. 9, с. 79—94.

33. Климашаускас А. Ю. Прелиминарные исследования тяжелых минералов в моренных суглинках среднего течения р. Нямунас. Тр. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, т. 14, 1962, с. 183—193.

34. Климашаускас А. Ю. Гранулометрические свойства и закономерности минералогического состава моренных отложений Юго-Восточной Литвы. — В кн.: Стратиграфия четверт. отложений и палеогеография, антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс, «Минтис», 1965, с. 39—104.

35. Климашаускас А. Ю., Гайгалас А. И. Минералогический состав древней коры выветривания мезо-плейстоценовой морены в обнажении р. Алове. Тр. АН ЛитССР, сер. Б, 2(33), 1963, с. 131—146.

36. Кошкин Г. И. Петрографический состав галечно-гравийного материала морен Курзема. — В кн.: Вопросы четверт. геологии, т. 3. Рига, «Зинатне», 1964, с. 257—310.

37. Коншин Г. И., Саввантов А. С. О некоторых особенностях содержания и распределения карбонатов в моренных суглинках бассейна р. Салацца. — Изв. АН ЛатвССР, 1960, № 9, с. 127—130.
38. Коншин Г. И., Саввантов А. С. О так называемом методе петрографического изучения морен. — Изв. АН ЛатвССР, 1960, № 11 (160), 1960, с. 117—120.
39. Коптев А. И. Некоторые закономерности в распределении минерального состава антропогенных отложений области древнего оледенения Европы. — В кн.: Мат-лы по генезису и литологии четверт. отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, с. 161—183.
40. Коптев А. И. К минералогическому составу песчаной фракции автоантропогенных отложений юга Белоруссии. — Изв. АН БССР, 1963, № 1, сер. физико-техн. наук, с. 28—31.
41. Крыговский Б. Некоторые седиментационные параметры и свойства моренных суглинков Западной Польши. — В кн.: Современный и четверт. континент. литогенез. М., Изд-во АН СССР, 1966, с. 81—89.
42. Куршс В. М. Петрографический состав гравийных залежей Латвийской ССР. — В кн.: Вопросы четверт. геологии. Изд-во АН ЛатвССР, 1962, 154 с.
43. Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969, 175 с.
44. Лаврушин Ю. А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены. — «Литология и полезн. ископ.», 1970, № 1, с. 26—34.
45. Лаврушин Ю. А. Опыт выделения фаций и субфаций в донной морене материкового оледенения. — «Литология и полезн. ископ.», 1970, № 6, с. 38—49.
46. Левков Э. А. Окатанность — важный признак обломочных пород антропогена Белоруссии. — В кн.: Литология, геохимия и полезн. ископ. Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1968, с. 55—64.
47. Левков Э. А. Глины в ледниковых отторженцах. — В кн.: Изучение и исследование глин. Минск, «Наука и техника», 1971, с. 25—26.
48. Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 45—54.
49. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Петрология. Л., «Недра», 1970.
50. Лукашев К. И. Генетические типы и фации антропогенных отложений. Изд-во АН БССР, 1960, 367 с.
51. Лукашев К. И. Геохимические провинции покровных отложений БССР. Минск, «Наука и техника», 1969, 473 с.
52. Лукашев К. И., Астапова С. Д. Изменение литолого-минералогического состава морен в процессе почвообразования. — «Почвоведение», 1970, № 7, с. 107—114.
53. Лукашев К. И., Кузнецов В. А., Шиманович С. Л. Сравнительная характеристика минерального состава четвертичных отложений Белорусского Поднепровья. — ДАН БССР, 1969, т. 13, № 10, с. 932—935.
54. Лунев Б. С. Дифференциация осадков и современный аллювий. — Уч. зап. Пермского ун-та, 1967, № 174, 333 с.
55. Лыокене Э. Геология морен, распространяющихся в северной и средней частях Сакалаской возвышенности. — Ежегод. о-ва естествоиспытателей при АН ЭстССР, 1969, т. 53, с. 36—43.
56. Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. ГГРУ, вып. 117, 1931, 253 с.
57. Марков К. К. О морских моренах в четвертичных отложениях. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1960, № 3, с. 72—81.
58. Марков К. К., Лазурков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период), т. 1—370 с., т. 2—435 с., т. 3—439 с. Изд. МГУ, 1965.
59. Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М., «Высшая школа», 1968, 302 с.

60. Матвеев А. В. О возможности корреляции ледниковых отложений по составу глинистых минералов. *Мат-лы 2-й научн. конф. молодых геологов Белоруссии*. Минск, «Наука и техника», 1968, с. 21—23.
61. Матвеев А. В. К вопросу об использовании данных минералогического состава для корреляции морен. — *Бюлл. науч.-техн. информации М-ва геологии. Геология и полезн. ископ. БССР*, № 18, ОНТИ ВИЭМС, 1968, с. 44—48.
62. Матвеев А. В. Новое в использовании литологических данных для корреляции моренных горизонтов в Белоруссии. *ДАН БССР*, т. 14, № 7, Минск, 1970, с. 643—645.
63. Матвеев А. В. Ледниковые отложения Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1971, 114 с.
64. Махнач С. Д. Моренные отложения. — В кн.: *Геохим. характеристика литогенеза и ландшафтов Белорусского Полесья*. Минск, «Наука и техника», 1966, с. 100—166.
65. Микалаускас А. П. Геоморфолого-структурные особенности флювиогляциальной террасы Гаруная и заindra, граничащего с долиной р. Воге. *Тр. АН ЛитССР*, сер. Б, 3(38), 1964, с. 123—136.
66. Микалаускас А. П. Опыльные отложения и их распространение во флювиогляциальных образованиях Литвы. — В кн.: *Мат-лы научн. конф. молодых ученых геологов Литвы*. Вильнюс, 1968, с. 74—76.
67. Микалаускас А. П., Гайгалас А. И., Юргайтис А. А. Геоморфологоструктурные особенности Яшюнского заindra. *Тр. АН ЛитССР*, сер. Б, 4(47), 1966, с. 151—164.
68. Новский В. А. К инженерно-геологической характеристике осадочных пород Ярославского Поволжья. Докл. на науч. конф. ЯГПИ им. К. Д. Ушинского, т. 2, вып. 4, Ярославль, 1964, с. 165—174.
69. Новский В. А. О генетических типах плейстоценовых морен на Русской равнине. — В кн.: *Очерки по истории геол.-географ. знаний*. Ярославль, ЯГПИ им. К. Д. Ушинского, 1968, с. 155—165.
70. Орвику К. К. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. *Тр. Ин-та геол. АН ЭССР*, т. 3, 1958, с. 213—253.
71. Орвику К. К. О литологии морен Эстонии. *Мат-лы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичн. периода*, т. 2. Изд-во АН СССР, 1961, с. 73—77.
72. Пиррус Э. А., Раукас А. В. Сравнительная литолого-минералогическая характеристика мелких фракций морен и ленточных глин Эстонской ССР. *Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР*, т. 12, 1963, с. 39—67.
73. Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во МГУ, 1967, 303 с.
74. Раукас А. В. Минералогия морен Эстонии. — *Изв. АН ЭстССР*, т. 10, сер. физ.-матем. и техн. наук, 1961, № 3, с. 244—258.
75. Раукас А. В. О возможности использования минералогического метода при изучении морен Эстонии. *Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР*, т. 7, 1961, с. 55—67.
76. Раукас А. В. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии. — *Изв. АН СССР*, сер. физ.-матем. и техн. наук, 1962, № 2, с. 140—153.
77. Раукас А. В. Распространение руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. *Изв. АН ЭстССР*, т. 12, сер. физ.-матем. и техн. наук, 1963, № 2, с. 198—211.
78. Раукас А. В. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР. *Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР*, т. 12, 1963, с. 3—21.
79. Раукас А. В. О возможности использования минералогического метода при изучении морен в Эстонии. *Тр. Ин-та геологии АН ЭстССР*, т. 7, 1964, с. 55—67.
80. Раукас А. В. Опыт применения минералогического анализа при исследовании четвертичных отложений Эстонии. — *Уч. зап. Тартуского гос. ун-та, тр. по геологии*, 3, Тарту, 1965, вып. 168, с. 68—79.
81. Рухин Л. Б. Основы литологии. *Учение об осадочных породах*. Изд. 3, перераб. и доп. Л., «Недра», 1969, 704 с.

82. Рухина Е. В. Материалы к изучению Шапки-Кирчинских камов Ленинградской области. — Уч. зап. ЛГУ, 1939, № 25, с. 72—96.
83. Рухина Е. В. О некоторых особенностях гранулометрического состава моренных отложений. — Вестн. ЛГУ, 1959, № 18, сер. геол., вып. 3, с. 21—30.
84. Рухина Е. В. Литология моренных отложений. — Изд-во ЛГУ, 1960, 141с.
85. Рухина Е. В. Литологические особенности морены последнего оледенения и использования их при стратиграфических исследованиях на примере северо-западной части Русской платформы. — В кн.: Мат-лы совещ. по изуч. четвертич. периода, т. 1. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, с. 205—212.
86. Рухина Е. В. Моренные отложения и принципы их классификации. — В кн.: Мат-лы по генезису и литологии четвертич. отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, с. 68—82.
87. Рухина Е. В. О минеральном составе песчано-алевритовой фракции ледниковых отложений и использование ее в палеогеографических и стратиграфических целях. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода. Л., «Наука», 1966, с. 157—161.
88. Рухина Е. В. и др. Определение формы песчаных зерен при помощи вибросепаратора. — Уч. зап., сер. геол. наук, 1962, вып. 12, № 310, с. 35—67.
89. Рухина Е. В., Соколова В. Б. Литологическая характеристика ледниковых отложений центральной части Вологодской обл. — Вестн. ЛГУ, 1969, № 12, с. 32—39.
90. Рябченков А. С. Результаты изучения минералогического состава четвертичных отложений западной части Русской равнины. — В кн.: Мат-лы совещ. по изуч. четвертич. периода, т. 2. Изд-во АН СССР, 1961, с. 185—192.
91. Ряхин Э. О морфологии озов в пределах Пандиверейской возвышенности Эстонской ССР. — Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, № 4, 1957, с. 363—374.
92. Савваитов А. С. О составе мелкозема моренных отложений в бассейне р. Салаца. — В кн.: Вопросы четвертич. геологии. Тр. Ин-та геологии АН ЛатвССР, т. 1, 1962, с. 115—122.
93. Савваитов А. С. О содержании тяжелых минералов в моренных суглинках. — В кн.: Вопросы четвертич. геологии, вып. 1. Тр. Ин-та геол. АН ЛатвССР, т. 8, 1962, с. 123—128.
94. Спрингис К. Я., Коншин Г. И., Савваитов А. С. Сопоставление морен Летижского разреза по литологическим данным. — В кн.: Вопросы четвертич. геологии. Рига, «Зинатне», 1964, с. 223—287. (Тр. Ин-та геологии АН ЛатвССР, т. 3).
95. Стинкуле А. В. Цветная характеристика моренных отложений Летижского разреза. — В кн.: Вопросы четвертич. геологии, Тр. Ин-та геологии АН ЛатвССР, т. 11, 1963, с. 101—115.
96. Стинкуле А. В. О распределении химических элементов в мелкоземе морен. — В кн.: Вопросы четвертич. геологии. Тр. Ин-та геологии АН ЛатвССР, т. 3, 1964, с. 311—321.
97. Стинкуле А. В. Строение, литология и стратиграфия отложений нижнего плейстоцена Литвы. Вильнюс, «Минтис», 1974, 151 с. (Тр. Лит. НИГРИ, вып. 14).
98. Стрелков С. А. Генетическая классификация отложений материкового оледенения в связи с общими закономерностями развития ледниковых покровов. — В кн.: Основные проблемы изучения четвертич. периода. М., «Наука», 1965, с. 151—156.
99. Строение и морфогенез Средне-Литовской моренной равнины. Вильнюс, Изд-во АН ЛитССР, 1971, 191 с.
100. Гарвидас Р. И. Генетические типы и закономерности распространения валунных скоплений Южной Прибалтики. — В кн.: Литология и геология полевн. ископ. Южной Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1966, с. 209—221. (Тр. Ин-та геологии, вып. 3).

101. Ульст В. Г., Майоре Я. Я. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений запада европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. — В кн.: Вопросы четвертич. геологии, вып. 3. Изд-во АН ЛатвССР, 1964, с. 33—63.
102. Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., Изд-во АН СССР, 1963, 576 с.
103. Хольтедаль О. Геология Норвегии. Т.1. М., ИЛ, 1957, 421 с.
104. Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Тр. АН СССР, вып. 3. Л., «Наука», 1966, 211 с.
105. Шульц С. С., Можаяев Б. Н., Рукояткин А. А. и др. Судомская возвышенность. Геолого-геоморфологический очерк. Л., Изд-во АН СССР, 1963, 189 с.
106. Эльтерманн Г. Ю., Раукас А. В. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения. Тр. Ин-та геол. АН ЭстССР, 12, 1963, с. 23—37.
107. Юргайтис А. А. Гранулометрический и минералого-петрографический состав песчано-гравийных отложений неоплейстоцена Литовской ССР. — В кн.: Литология и геология полезных ископ. Южной Литвы. Вильнюс, «Минтис», 1966, с. 185—209. (Тр. Ин-та геологии, вып. 3).
108. Юргайтис А. А. Генетические типы и закономерности распространения главнейших месторождений песчано-гравийных отложений на территории Литовской ССР. — В кн.: Литология и геология полезных ископ. Южной Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1966, с. 173—185.
109. Юргайтис А. А. Морфологическая характеристика обломков песчано-гравийных отложений неоплейстоцена Литвы. Тр. Ин-та геологии, вып. 5, Вильнюс, с. 149—160.
110. Юргайтис А. А. Генетические типы и литология песчано-гравийных отложений Литовской ССР. Вильнюс, «Минтис», 1969, 174 с. (Тр. Ин-та геологии АН ЛитССР, вып. 2).
111. Яковлева С. В. Главнейшие пути распространения молодых оледенений на северо-западе Русской равнины по данным литологического изучения морен. Литол. сб. Комиссии по изуч. четвертич. периода. М., «Наука», 1965, с. 39—46.
112. Andersen R. Pebble lithology of the Marseilles till sheet in northeastern Illinois. — J. geol., 1955, vol. 63, p. 228—234.
113. Andersen R. Pebble and sand lithology of the major Wisconsin glacial lobes of the central lowland. — Bul. Geol. soc. Amer., 1957, vol. 68, p. 1415—1450.
114. Вауrock L. A. Heavy minerals in till of central Alberta. — Alberta soc. petr.-geol. j. 1962, vol. 10, p. 171—184.
115. Dreimanis A. Selection of genetically significant parameters for investigations of tills. Zesz. nauk. univ. A, Mickewieza, Geogr., Poznan, 1969, № 8, p. 16—28.
116. Dreimanis A. Till wedges as indicators of direction of glacial movement. — Bul. Geol. soc. Amer., 1969, vol. 6, p. 120—123.
117. Dreimanis A., Vagners U. J. Characteristic of the composition of till derived from the basal and the englacial drift. — Bul. Geol. soc. Amer., 1969, vol. 6, p. 80—83.
118. Dreimanis A., Vagners U. J. Lithologic relation of till to bedrock. Quatern. geol. and climate. Nat. acad. sci., 1970, № 162, p. 93—98.
119. Harrison W. Petrographic similarity of Wisconsin tills in Marion Country. Indian. geol. surv. report. Progress, 1959, vol. 15, 39 p.
120. Harrison W. Original bedrock composition of Wisconsin till in central Indiana. — J. sedim. petrol., 1960, vol. 30, p. 432—446.
121. Holms C. D. Till fabric. — Bul. Geol. soc. Amer., 1941, vol. 52, № 9, p. 1301—1354.
122. Elson J. A. Geology of tills. Canad. soil mech., 1961, vol. 14, № 90, p. 5—36.
123. Karszewski A. Morphology structure and texture of the ground

moraine area of Western Poland. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Prace Kom. geogr.-geol.*, 1963, vol. 4, Tasc 2, Poznań, p. 123—158.

124. K r i g o v s k i B., R z e c h o w s k i J., S t a n k o w s k i W. Project of classifying glacial tills. — *Bul. Soc. sci.*, 1970, ser. B, Livr. 21, Poznań, p. 141—155.

125. K r i n s l e y D., F u n n e l R. Enviromental history of quartz sand grains from the Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England. — *Q. j. geol. soc.*, Lond., 1965, vol. 121, p. 435—456.

126. K r i n s l e y D., T a k a h a s h i T. Surface textures of sand grains; an application of electron microscopy. — *Sci.*, 1962, vol. 135, p. 116—124.

127. K r i n s l e y D., T a k a h a s h i T. A technique for the study of surface textures of sand grains with electron microscopy. *J. sed. petr.*, 1964, vol. 34, p. 124—130.

128. K u e n e n Ph. Experimental abrasion of sand grains. *Intern. geol. congr.*, p. 10, Copenhagen, 1960, p. 241—250.

129. K u e n e n Ph., P e d r o k W. Experimental abrasion. Frosting and defrosting of quartz grains. — *J. geol.*, 1962, vol. 70, № 6, p. 648—659.

130. M u l l i n e a u x D. R. Gross composition of pleistocene clays in Seattle. — *Geol. surv; prof. paper*, 1967, № 575-B, p. 69—78.

131. M u l l i n e a u x D., N i c h o l s T., S p e i r e r R. A some of montmorillonite weathered clay in pleistocene deposits of Seattle. — *Geol. surv; prof. paper*, 1964, № 501-D, p. 99—103.

132. R z e c h o w s k i J. Genetyczna klasyfikacja osadów morenowych. *Q. geol.*, 1969, vol. 13, № 2, p. 459—479.

133. V a g n e r s U. J. Lithologic relationship of till to carbonate bedrock in Southern Ontario. *Univ. West. Ontario M. — Sci.*, 1966, p. 154.

134. V i r k k a l a K. Glacial geology of the Suomossalmi area, East Finland. — *Bul. Comm. Geol. Finl.*, 1951, № 2.

135. V i r k k a l a K. On the bed structure of till in Eastern Finland. — *Bul. Comm. geol. Finl.*, 1952, № 157.

136. V i r k k a l a K. Suomi moreenien rakeisuus luokititus. — «*Terra*», 1969, vol. 81, № 3.

137. Y o u n g J. A. Variations in till microfabric over very short distance. — *Bul. Geol. soc. Amer.*, 1969, vol. 80, № 11, p. 2343—2352.

1 р. 24 к.

583