



Ю. А. ЛАВРУШИН

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ШПИЦБЕРГЕНА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS
COMMISSION POUR L'ÉTUDE
DU QUATERNAIRE

Ju. A. LAVRUSHIN

LE QUATERNAIRE DE SPITZBERG

Les questions de la dynamique de la sédimentation
de les dépôts glaciaires, glacie-littoreux,
la stratigraphie et la paléogéographie du pleistocène

Pour VIII Congrès de l'INQUA
Paris, 1969

EDITIONS «NAUKA»

MOSCOU 1969



Ю. А. ЛАВРУШИН

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ШПИЦБЕРГЕНА

Вопросы динамики накопления ледниковых,
ледниково-морских, склоновых отложений,
стратиграфия и палеогеография плейстоцена

К VIII Конгрессу INQUA
П а р и ж, 1969

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1969



В книге рассматриваются строение и особенности формирования четвертичных отложений Шпицбергена. Основное внимание уделено ледниковым и ледниково-морским отложениям. На основании использования различных методов исследования сделана попытка сформулировать основные критерии, которые позволяют различать сходные в литологическом отношении осадки. Особый раздел посвящен процессам склоновой денудации, имеющей ряд специфических особенностей в высокоширотной горной стране. В книге изложена стратиграфия плейстоценовых образований, ранее почти не выделявшихся на Шпицбергене. Для обоснования выводов автор использовал данные анализа фауны морских моллюсков и новые радиоуглеродные датировки, полученные в советских лабораториях.

Ответственный редактор

профессор Е. В. ШАНЦЕР

Dans ce livre on envisage la structure et les particularités de la formation des dépôts quaternaires de Spitzberg. L'attention principale est faite aux dépôts glaciaires et glacio-littoreux. Sur la base de différentes méthodes de recherches on fait la tentative de formuler les critères fondamentaux, qui permettent de distinguer les sédiments pareils la point de vue de la lithologie. Une partie spéciale est consacré aux processus de la dénudation des pentes, qui a toute une série de traits spécifiques dans le pays montagneux à la haute latitude. On a exposé la stratigraphie des dépôts de pleistocène, auparavant pas déterminés à Spitzberg. Pour argumenter les conclusions l'auteur a utilise les données de l'analyse de faune des mollusques marins et les nouvelles dates radio-carboniques, reçus dans les laboratoires soviétiques.

Le rédacteur responsable

professeur E. V. SHANTZER

ВВЕДЕНИЕ

В 1965—1967 гг. автор в летнее время изучал четвертичные отложения Шпицбергена. При этом особое внимание уделялось вопросам общего теоретического значения, важным для познания особенностей накопления четвертичных отложений некоторых генетических типов, широко распространенных на территории нашей страны. Наибольшее внимание при исследованиях автор уделял вопросу динамики накопления и строения современных или, во всяком случае, довольно молодых ледниковых и ледниково-морских отложений. Попутно были проведены наблюдения за формированием склоновых образований, а также изучались стратиграфия и палеогеография плейстоцена Шпицбергена.

Надо сказать, что не все перечисленные вопросы разработаны достаточно полно. Особенно это касается стратиграфии и палеогеографии. Автор, несмотря на это, счел необходимым изложить результаты всех своих наблюдений, поскольку Шпицберген был избран многими зарубежными исследователями в качестве образца для изучения ледниковых образований и процессов денудации, происходящих в суровом арктическом климате. Полученные результаты рассматривались при этом как основа для понимания аналогичных явлений в ледниковых и перигляциальных зонах умеренных широт в течение плейстоцена. Поэтому всякие новые факты, полученные в этой области, имеют уже сами по себе немаловажный научный интерес. Что касается стратиграфии четвертичных отложений архипелага, особенно плейстоценовых, то эти вопросы вообще не привлекали должного внимания и до сих пор оставались весьма слабо разработанными. Те, пока еще предварительные, новые данные, которые удалось собрать автору, вносят значительные изменения в сложившиеся представления, заставляя по-иному трактовать ряд вопросов плейстоценовой палеогеографии как самого Шпицбергена, так и прилегающей территории шельфа.

По мере завершения исследований и написания работы выявилась необходимость проверить некоторые выводы на материалах других районов. В частности, автор использовал свои наблюдения за строением донных морен территории Польши и сопоставил его с особенностями строения мореносодержащего льда. Это позволило ближе подойти к пониманию механизма отложения донных морен материковых оледенений, о котором известно пока еще очень мало. К сожалению, наблюдений по этому вопросу на территории СССР у автора еще мало. Поэтому они только частично использованы в данной работе и явятся предметом специальных исследований в ближайшем будущем.

Автор сознательно отказался от рассмотрения вопросов строения и динамики накопления плейстоценовых ледниково-морских отложений. Эти осадки нередко описываются на территории нашей страны, но до сих пор не предпринималось их детального генетического изучения, в связи с чем и сравнительное описание таких образований в рамках настоящей работы не представляется возможным. Это также одна из задач будущих исследований автора.

Архипелаг Шпицберген расположен в Северном Ледовитом океане (координаты $76^{\circ}29' - 80^{\circ}49'$ с. ш. и $10^{\circ}28' - 33^{\circ}37'$ в. д.). Наиболее крупные острова, входящие в состав архипелага, — Западный Шпицберген, Северо-Восточная Земля, Эдж, Баренца, Земля Принца Карла. Берега островов Западный Шпицберген и Северо-Восточная Земля в западной и северо-западной частях изрезаны глубоко вдающимися в сушу фиордами (рис. 1).

Наиболее высоким является о-в Западный Шпицберген, представляющий собой в морфологическом отношении среднегорную страну, высоты которой обычно 800—1100 м. Наивысшая точка острова — гора Ньютон — достигает 1712 м. Значительная расчлененность поверхности, обусловленная тектоническим строением, сложная система хребтов и платообразных возвышенностей, покрытых ледниками, глубоко врезанные долины и острые, изъеденные карами вершины сближают рельеф Западного Шпицбергена с рельефом альпийского типа (рис. 2). Подобный же тип рельефа характерен для о-ва Земля Принца Карла. Другим более низким крупным островам свойствен значительно более спокойный рельеф платообразных возвышенностей, обусловленный также тектоническим строением. Так, известные в настоящее время максимальные отметки о-ва Северо-Восточная Земля достигают всего 637 м, о-ва Баренца — 610 м, а о-ва Эдж — 578 м.

Значительная часть территории архипелага покрыта ледниками различного типа, которые частично оканчиваются на суше, а частично спускаются в море, продуцируя значительное количество айсбергов. На о-ве Западный Шпицберген широко распространены долинные, каровые ледники, а также ледниковые купола.

В целом, как отмечают многочисленные исследователи ледников Шпицбергена, оледенение архипелага в последние десятилетия,

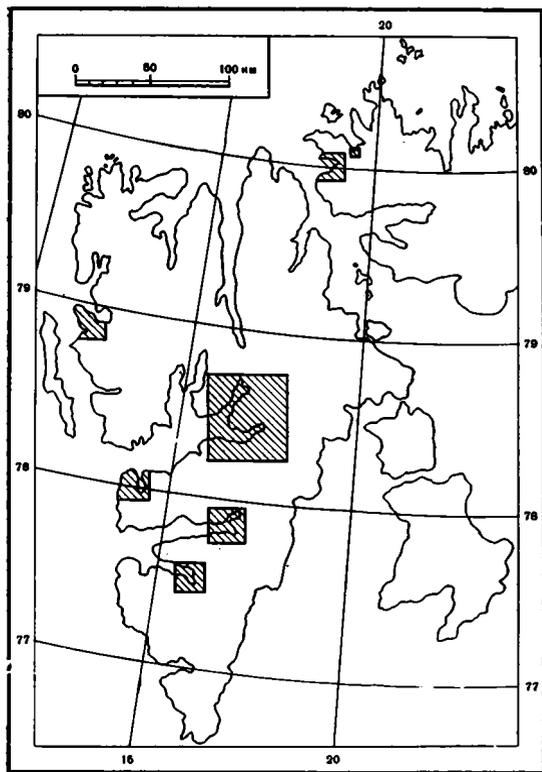


Рис. 1. Карта основных районов работ автора на Шпицбергене (заштриховано)

так же как и в других частях Арктики, интенсивно сокращается. Наиболее полную сводку по колебаниям ледников Шпицбергена недавно опубликовал В. С. Корякин (1967). На фоне общего отступления ледников некоторые из них в отдельные периоды начинают интенсивно наступать¹.

Климат Шпицбергена морской, но в разных частях архипелага несколько различный. На западе благодаря теплему Шпицбергенскому течению климат более мягкий, чем на востоке. Осадки выпадают преимущественно в виде снега; их количество не превышает 300 мм/год. Широко развита на Шпицбергене вечная мерзлота, мощность которой колеблется в пределах 250—300 м.

¹ Климатические условия существования оледенения Шпицбергена описаны в работе В. А. Маркина (1967), а закономерности процессов современного снегонакопления — в работе Е. М. Зингера и В. И. Михалева (1967).



Рис. 2. Общий вид одного из районов Шпицбергена (фото Люнке)

Архипелаг Шпицберген, благодаря географическому положению и политическому статусу, является районом Арктики, легко доступным для ученых многих стран мира. Его изучение связано с именами таких выдающихся ученых, как А. Норденшельд, Де Гер, Ф. Нансен, В. Русанов, С. Обручев и многие другие. Интенсивное изучение природы и недр Шпицбергена продолжается до сих пор. Достаточно сказать, что за период с 1946 по 1954 г. Шпицберген посетило 79 экспедиций различных стран: Франции, Швеции, Норвегии, ФРГ, Польши, США, Австрии, Англии. За время исследований автора (1965—1967 гг.) на архипелаге одновременно работали ученые Норвегии, Англии, Польши, Франции, Швеции, США, Канады, ГДР, ФРГ, Финляндии. В этот же период здесь работали и три советские экспедиции: Научно-исследовательского института геологии Арктики, Института географии АН СССР и Геологического института АН СССР.

Вполне естественно, что при изложении собранных нами материалов мы старались использовать по мере необходимости материалы как зарубежных, так и советских исследователей. Однако от особого очерка по истории исследования этой территории мы решили отказаться, так как эти вопросы неоднократно разбирались во многих работах, а в 1967 г. в Норвегии издана специальная трехтомная монография, в которой освещена история открытия и изу-

чения Шпицбергена. Очень подробно историю изучения четвертичных отложений Шпицбергена рассматривает польский исследователь Шупричинский в новой работе (в печати).

Основные районы наших исследований были сосредоточены в центральной части о-ва Западный Шпицберген: побережье Билле-фиорда и окрестности пос. Пирамида, побережья Сассен-фиорда и Темпель-фиорда, Ис-фиорда на участке от мыса Кап-Линне до Колен-бухты, Грен-фиорд, вершинные части Ван-Мейен-фиорда и Ван-Кёлен-фиорда. Помимо этих районов, исследования проводились на западной оконечности Западного Шпицбергена, на п-ове Бреггер и в западной части о-ва Северо-Восточная Земля — залив Мерчисон-бей и Леди-Франклин-фиорд. Одновременно при полетах на вертолетах и переходах на экспедиционном судне «Тайфун» проводились аэровизуальные и визуальные наблюдения на более обширных территориях архипелага.

При проведении исследований на Шпицбергене большую помощь оказало руководство треста «Арктикуголь». Без этой помощи провести намеченные работы было бы просто невозможно. В связи с этим автор считает необходимым выразить сердечную благодарность руководству треста «Арктикуголь» за оказанное техническое и организационное содействие при проведении исследований.

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШПИЦБЕРГЕНА

Одной из характерных особенностей четвертичного периода являются материковые оледенения, оставившие следы в виде соответствующих отложений и форм рельефа на громадных территориях как северного, так и южного полушария. Несмотря на длительный период изучения этих отложений, до сих пор остается много неясного в закономерностях их строения, механизме и динамике накопления. Особенно это относится к донным моренам, наиболее характерному генетическому типу ледниковых отложений.

В литературе существуют прямо противоположные точки зрения на динамику отложения донных морен. Одни исследователи считают, что накопление морен происходит за счет выпадения обломочного материала из ледника в процессе его таяния. Другие придерживаются представления, что отложение морен происходит при донном таянии ледника в его периферической части. Эта точка зрения впервые была высказана Чемберленом (Chamberlin, 1894) и до настоящего времени поддерживается некоторыми исследователями. В частности, сторонником ее является Р. Флинт (1963).

Наконец, третья группа исследователей считает, что отложение основной морены происходит под движущимся льдом (Slater, 1926a, 1927a; Virkkala, 1952, и др.). Наиболее четко в нашей советской литературе эта точка зрения была сформулирована совсем недавно Е. В. Шанцером (1966) на основе разработанной гляциологами теории движения ледников и распределения в толще льда моренного материала. Е. В. Шанцер пришел к выводу, что нижние слои льда в процессе движения ледника обогащаются обломочным материалом и постепенно теряют текучесть и пластичность. В связи с этим в местах, где мощности льда недостаточны для создания давления, способного преодолеть внутреннее трение наименее пластичных нижних частей мореносодержащего льда, часть его теряет свою подвижность и откладывается на ложе лед-

ника. Подобные условия совсем не обязательно должны быть свойственны только периферической части ледникового щита. Они зависят от максимальной мощности льда, при которой возможно подледное накопление основной морены, и, следовательно, могут охватывать довольно значительные площади, занятые щитом.

Среди собственно ледниковых отложений выделяются два основных генетических типа — основные и краевые морены. Вероятно, самостоятельное значение имеют также абляционные морены, особенно широко распространенные в условиях горно-долинного оледенения. Все выделенные генетические типы собственно ледниковых отложений отличаются друг от друга механизмом отложения. Достаточно указать, например, что если накопление донной морены связано в основном с пластичным движением ледника и движением по линиям внутренних сколов, то образование краевых морен обусловлено преимущественно вторым типом движения. Наконец, образование абляционных морен связано с пассивным вытаиванием моренного материала из распадающегося ледника.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СОВРЕМЕННОМ СОСТОЯНИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ ШПИЦБЕРГЕНА

Оледенение Шпицбергена изучалось многими зарубежными исследователями, а в последние годы в этой работе приняли участие советские гляциологи. Тем не менее площадь оледенения оценивается часто совершенно по-разному, что в значительной степени связано с поступлением в обращение все новых и новых топографических карт. Последние данные (табл. 1) были опубликованы В. С. Корякиным (19676).

По характеру рельефообразующей деятельности среди ледников Шпицбергена выделяются обычно три типа: ледниковые купола, долинные ледники (часть из которых является так называемыми выводными ледниками) и каровые ледники. Наиболее активную морфологическую деятельность оказывают долинные (выводные) ледники. При наших исследованиях наибольшее внимание уделялось именно этому типу ледников.

Существенной особенностью ледников Шпицбергена, установленной многими исследователями, является их отступление, которое наблюдается с начала нашего столетия. Правда, на фоне общего отступления отмечались и некоторые случаи продвижения ледников. Так, Глен описал выдвижение в море на 25 км в виде громадного языка ледника Брасвелл. Отмечены также небольшие подвижки и других ледников (Конгсбреен, Ледник 14 июля и др.). Тем не менее общая тенденция к отступанию сохраняется на большинстве ледников.

В отношении распределения ледников различных типов на Шпицбергене наблюдаются следующие закономерности.

Соотношение суши и ледников на Шпицбергене

Остров	Площадь острова, км	Покрыто ледниками		
		км	% от площади острова	% от всей площади ледников
Западный Шпицберген	39 044	21 240	54,4	60,5
Северо-Восточная Земля	14 530	11 135	76,6	31,8
Эдж	5 030	1 880	37,4	5,4
Баренца	1 330	490	36,8	1,4
Земля Принца Карла	640	109	17,0	0,3
Стуре	35	17	49,0	0,0
Белый	265	235	95,5	0,6
Медвежий	178	—	—	—
Надежды	46	—	—	—

На самом крупном о-ве Западный Шпицберген наибольшие площади, занятые ледниками, приурочены к западной и восточной частям, где развито оледенение полупокровного типа. В центральной части острова площадь, свободная ото льда, наибольшая, и здесь в основном имеются долинные и каровые ледники. На о-ве Северо-Восточная Земля оледенение в основном покровного типа, и, по данным В. С. Корякина, льдом здесь покрыто 76,6% всей площади острова.

Согласно материалам гляциологических исследований, оледенение Шпицбергена в настоящее время развивается в общем синхронно со многими другими ледниковыми районами Арктики, особенно ее западного сектора.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ДВИЖЕНИИ ЛЕДНИКОВ И ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ

Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей строения ледников и основных черт строения донных морен, необходимо хотя бы кратко дать общее представление о движении льда в ледниках.

Весьма обстоятельная сводка существующих мнений о движении ледников и ледниковых щитов содержится в работе П. А. Шумского (1955). В этой же работе изложена современная теория движения ледников и ледниковых щитов, дополненная и развитая в более поздней работе (Шумский, 1963). Очень интересные выводы по этой проблеме содержатся в работах Д. Ф. Ная (1964) и Г. Робина (1964).

П. А. Шумский (1965) выделяет три основных типа движения

льда в ледниках: пластическое течение, глыбовое скольжение по ложу и скольжение серии пластин льда по внутренним плоскостям разрывов. Все эти три типа движения существуют одновременно, но относительная роль каждого из них в разных частях ледника может быть неодинаковой.

Пластическое течение льда, по П. А. Шумскому, начинается после превышения нагрузками предела упругости льда, величина которого может меняться в зависимости от температуры и структуры последнего. Одновременно для каждого угла склона существует определенная мощность, при которой равномерный слой льда будет находиться в «пластическом равновесии». Предел упругости ледникового льда на сдвиг при 0°C не превышает $0,1 \text{ кг/см}^2$; течение начинается после того, как напряжение достигает 1 кг/см^2 . Шумский приводит интересные цифры, из которых следует, что на склоне в 45° слабое движение льда начинается уже при мощности $1,54 \text{ м}$, а заметное — при мощности $15,4 \text{ м}$. Для уклона в 10° соответствующие цифры будут равны $6,28$ и $62,8 \text{ м}$ и для склона в 1° $62,5$ и $625,1 \text{ м}$ (Шумский, 1955, стр. 333).

В связи с тем, что уклон ледникового ложа в продольном профиле может значительно меняться, а мощность льда не может моментально приобрести величину, удовлетворяющую условиям «пластического равновесия», в теле ледника возникают продольные давления и напряжения. «Если за большим уклоном ложа следует длинный участок малого уклона, то продольное давление, требуемое для проталкивания ледника через участок малого уклона, может превысить предел упругости льда на сжатие. Тогда происходит продольное сжатие ледника с увеличением мощности до тех пор, пока площадь поперечного сечения не станет достаточно большой для передачи увеличившегося продольного давления» (Шумский, 1955, стр. 334). В этом случае лед сминается и образуются складки. С другой стороны, на пологом участке, позади крутого участка, возникает растяжение и могут образоваться поперечные трещины. В результате движение ледника в продольном профиле вызывается, по П. А. Шумскому, напряжением сдвига под влиянием вышележащего льда, продольным давлением или растяжением со стороны соседних быстрее двигающихся частей ледника.

Еще более усложняется характер движения в поперечном профиле, что обусловлено небольшой мощностью льда у бортов ледника, недостаточной для самостоятельного течения. Прибортовые части ледников вовлекаются в общее движение центральной частью ледника. Очень сложная система напряжений, возникающая в леднике, только частично разряжается продольными сжатиями и растяжениями. Другая часть напряжений передается линейно, как в твердом теле, и превращается в глыбовое скольжение по ложу, которое накладывается на пластическое течение.

Роль глыбового течения по ложу увеличивается к концу ледника, а также у тех ледников, которые отличаются очень изменчивым

продольным и поперечным профилем и менее пластичным относительно маломощным льдом. Однако в случае, когда давление во льду достигает достаточно большой величины, и при прочих благоприятных условиях оно передается в сторону наименьшего сопротивления по вертикальной составляющей кверху. В результате возникают внутренние сколы в теле ледника и движение идет по плоскостям надвигов.

В целом скорость движения ледников небольшая, обычно она составляет несколько десятков метров в год. Однако имеются случаи, когда ледники двигаются и с большей скоростью. Так, для ледника Стротстрем в Гренландии отмечена скорость 1700 м/год (Koch, Wegener, 1930). Максимальная скорость движения на поверхности ледника обычно приурочена к центральной его части. В продольном направлении на поверхности максимальные скорости приурочены к месту наибольшей мощности льда в районе фирновой линии. Скорость движения зависит также от уклона ледникового ложа: чем он больше, тем больше и скорость. Увеличение скорости отмечается при уменьшении поперечного сечения ледника.

В вертикальном профиле скорость увеличивается от ложа к поверхности по параболическому или эллиптическому закону.

Представления о движении ледников в общей форме развиваются многими исследователями; мы привели их в основном по материалу, изложенным в сводке П. А. Шумского (1955).

Проблема динамики ледниковых щитов, несмотря на сравнительно долгий период изучения ледников и ледниковых отложений, находится еще в начальной стадии изучения. Это, естественно, связано с громадными трудностями изучения современных ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды, а также со все еще недостаточной изученностью следов геологической деятельности плейстоценовых ледниковых покровов. Тем не менее к настоящему времени опубликовано несколько работ, в которых делается попытка рассмотреть этот вопрос. В целом принято, что движение в них происходит за счет растекания льда из центра к периферии в направлении уменьшения мощности щита. Д. Ф. Най (1964) отметил, что движение ледникового щита, так же как и долинного ледника, происходит за счет его скольжения по ложу и за счет непрерывных деформаций внутри льда. Эти деформации вызываются напряжениями, обусловленными весом льда.

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ ДОЛИННОГО ЛЕДНИКА И ГИПОТЕТИЧЕСКАЯ СХЕМА ДИНАМИКИ ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА

Прежде чем изложить принципиальную схему строения и динамики долинного ледника, необходимо сделать несколько пояснений. Первое состоит в том, что автор при исследованиях не занимался чисто структурным изучением льда глетчеров (тем более, что это задача чисто гляциологическая). В круг его интересов входили наблюдения за текстурными особенностями некоторых типов льда

(особенно мореносодержащего и некоторых других), а также за морфологическими особенностями ледников Шпицбергена. Поэтому приводимые ниже данные, касающиеся в особенности области аккумуляции, базируются в основном на литературных данных не только по ледникам Шпицбергена, но и других областей. Надо отметить, что подобных материалов вообще существует очень немного. Поэтому многие изображенные на схеме (рис. 3) контуры в значительной степени гипотетичны.

Второе пояснение связано с общей направленностью настоящего раздела, основная задача которого состоит в показе динамики накопления ледниковых отложений различного типа и в выявлении в связи с этим особенностей их строения. Поэтому на этих последних моментах мы и сосредоточим в основном свое внимание.

Наконец, в-третьих, мы ограничим свое изложение в основном описанием строения простого долинного ледника.

Изучение ледников Шпицбергена различными гляциологическими экспедициями, в том числе и советской, показало, что фирновая линия, разделяющая область питания ледника и абляции, находится на высоте 300—600 м.

В области питания ледников, как показали работы гляциологической экспедиции Института географии АН СССР, существует процесс метаморфического льдообразования холодного типа, а не теплового; как это отмечал Альман (Ahlmann, 1933). Хотя при наших исследованиях мы не имели возможности изучить строение ледников в области питания, тем не менее для последующего изложения важно отметить, что процесс метаморфического льдообразования подразделяется на три стадии: диагенез снежного покрова, фирнизация и собственно льдообразование (Шумский, 1955).

Необходимо подчеркнуть, что наблюдения за строением ледников в зоне абляции показали, что в них можно выделить несколько типов льда, отличающихся друг от друга по характеру движения, по содержанию обломочного и мелкоземистого материала, а следовательно, и по результатам геологической деятельности.

По характеру движения на шпицбергенских ледниках (так же как и в других местах, по исследованиям различных авторов) выделяются верхняя, пассивно движущаяся и нижняя, активно движущаяся части.

Особенно хорошо эта закономерность выражена в средних частях ледников, где значительные продольные уклоны и соответствующие мощности льда способствуют возникновению пластического течения льда. Двучленное строение можно наблюдать в разрезах ледяного фронта многих ледников, оканчивающихся в море, поскольку в этом случае зона ледниковой аккумуляции отсутствует, и мы фактически можем наблюдать лишь верхнюю треть области абляции.

Наоборот, у ледников, оканчивающихся на суше, интенсивно идущая абляция в зоне ледниковой аккумуляции нередко нацело



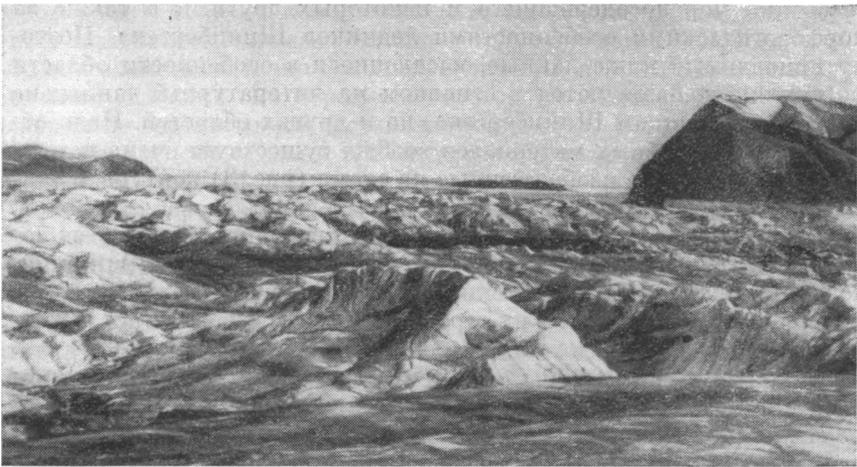


Рис. 4. Сераки на леднике Эббабрсен

уничтожает верхний «жесткий» покров ледника. Это обуславливает то, что в самых низовьях ледника бывают сложены толщей льда, обладающей текстурами, свойственными пластическому течению. Однако небольшая мощность льда, довольно пологие продольные уклоны и общая тенденция к деградации оледенения Шпицбергена не способствуют возникновению давления, обеспечивающего пластичное течение льда в этой толще. Поэтому имеющиеся в ней текстуры пластичного течения можно рассматривать как реликтовые.

Низовья ледника, оканчивающегося на суше, в зоне ледниковой аккумуляции сложены чаще всего одной нижней толщей ледника, утратившей пластичные свойства и как бы заместившей в продольном профиле собственно «жесткий» лед.

Важнейшей особенностью верхней, «жесткой» пассивно движущейся толщи ледников является поверхностный перенос обломочного материала. В то же время для нижней толщи свойствен придонный перенос материала, заимствованного главным образом из ледникового ложа.

Попробуем теперь кратко охарактеризовать строение льда и характер моренного материала верхней и нижней частей ледников.

Верхняя часть ледников складывается наиболее «жестким» льдом, внешней отличительной особенностью которого является наличие крупных трещин, а в местах резкого увеличения уклона продольного профиля ледника — формирование сераков (рис. 4). По структурным особенностям в толще «жесткого» льда гляциологи выделяют несколько типов, однако в настоящей работе вполне достаточно представить общую картину строения и основные черты собственного льду переноса материала.

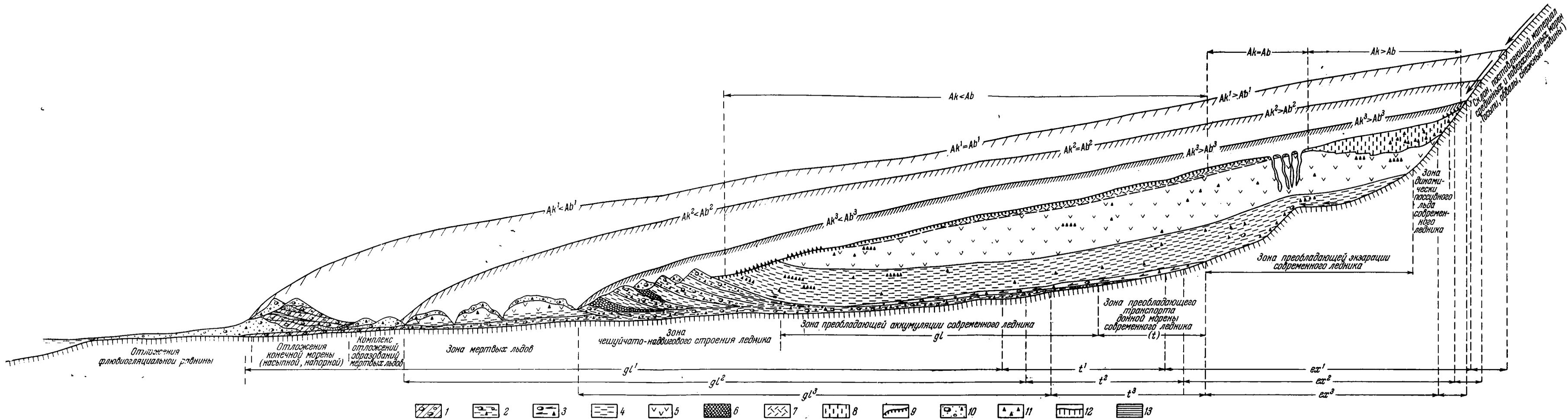


Рис. 3. Принципиальная схема строения и динамики долинного ледника

1 — донная отложенная морена; 2 — льдистая отложенная морена; 3 — движущаяся морена; 4 — глетчерный лед с пластично-вязким типом движения (динамометаморфические льды); 5 — глетчерный «жесткий» лед, движущийся пассивно (первичные осадочно-метаморфические льды); 6 — ледяные брекчии (фрикционно-режеляционный лед); 7 — инфильтрационный лед; 8 — фирн и первичные осадочно-метаморфические льды; 9 — «кора» таяния глетчера (деструктивный лед); 10 — абляционный покров (флювиогляциальные отложения, вытягивающие осадки срединных и поверхностных морен и т. д.); 11 — об-

ломки коренных пород и вытягивающие срединные и поверхностные морены; 12 — коренные породы; 13 — озерные отложения
 $Ak > Ab$ — область аккумуляции твердых атмосферных осадков (баланс положительный); $Ak = Ab$ — область переменного накопления и таяния льда (аккумуляция = абляция); $Ab > Ak$ — область абляции (баланс отрицательный). Ak^1, Ab^1, Ak^2, Ab^2 и т. д. — последовательные стадии развития ледника.
 ex, ex^1, gl, gl^1 и т. д. — смешение зоны экзарации и зоны аккумуляции донной морены в зависимости от динамики движения ледника
 Ю. А. Лаврушин

На поверхности ледников в зоне абляции самая поверхностная часть льда («жесткого» и на поверхности нижней части толщи льда, утратившей пластичность и обнажившейся в низовьях ледников, оканчивающихся на суше), подверженная действию прямых солнечных лучей, обладает особой структурой, которая в литературе известна под различными названиями: «кора таяния», «ледяной мох», «ледяные кружева» и т. д. Образование коры таяния (по П. А. Шумскому, 1955, — деструкционный лед) связано с тем, что попавшие на лед мелкие обломки породы или осевшие из воздуха мелкоземистые частицы нагреваются сильнее льда и постепенно погружаются в него (рис. 5). В связи с этим какой-либо закономерной ориентировки в толще льда эти частицы не имеют. При просмотре на свет куска льда видно, что мелкозем образует небольшие беспорядочно распределенные сгустки. В этой самой верхней части глетчерного льда обычно незаметно и какой-либо ориентировки в расположении газовых пузырьков.

Помимо отмеченной, бросающейся в глаза, повышенной трещиноватости «жесткого» льда (рис. 6), он обладает еще некоторыми особенностями. Прежде всего необходимо отметить значительную его мутность, непрозрачность из-за обилия мелких пузырьков газа. В верхних частях толщи «жесткого» льда отсутствуют какая-либо слоистость и ориентировка пузырьков газа. Мелкоземистого материала мало, и он сосредоточен в виде распыленных частиц в толще льда. Послойная ориентировка его и пузырьков газа появляется только в основании толщи «жесткого» льда, где уже выражена крупнопластовая слоистость (по П. А. Шумскому — первичные осадочно-метаморфические льды).

Для описываемой «жесткой» толщи характерно сравнительно небольшое содержание обломочного материала, который, вытаявая в зоне абляции, образует на поверхности глетчеров боковые, срединные и поверхностные морены. Эти образования практически имеются на любом долинном леднике Шпицбергена (рис. 7а, б). Отличительные их особенности, обусловленные в первую очередь пассивными движениями поверхностной зоны льда, следующие. Во-первых, все эти образования чисто поверхностные (рис. 8). Они не внедряются в тело ледника в виде клиньев, идущих до его ложа, как это нередко изображают до настоящего времени на различных схемах многие исследователи. Во-вторых, обломочный материал, слагающий боковые, срединные и поверхностные морены, как правило, не имеет никакой обработки, в том числе и ледниковой (рис. 9), что указывает на то, что «жесткий» лед сам по себе не в состоянии проводить эту обработку.

Образование боковых, срединных и абляционных морен в долинных ледниках Шпицбергена обусловлено в основном выносом на ледник обломочного материала снежными лавинами, горными обвалами и процессами осыпания.



Рис. 5. «Жора таяния» на поверхности зоны абляции ледника Бертель. Отчетливо видны огивы, являющиеся признаком послойно-пластичного течения льда

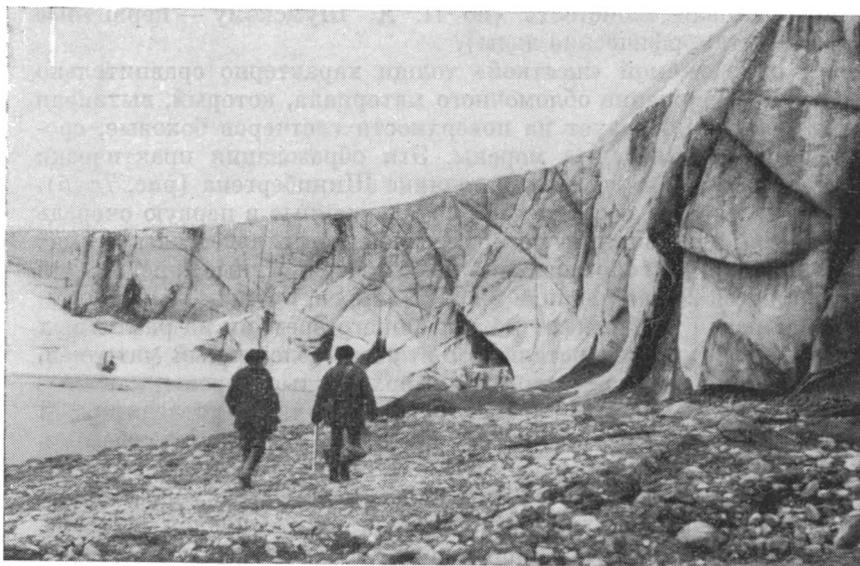


Рис. 6. «Жесткий» лед ледника Натхорста (Ван-Кёлен-фиорд)



Рис. 7. Боковые (а) и срединные (б) морены на одном из ледников центрального Шпицбергена

Попавший на ледник любым из указанных способов обломок горной породы в области аккумуляции постепенно погружается в накапливающийся лед и переносится ледником в его концевую часть, где вследствие таяния льда (область абляции) он вновь проявляется на поверхности глетчера. В случае, когда в области абляции имеются нунатаки, срединные морены возникают даже на поверхности ледников, берущих начало с ледниковых плато или куполов (рис. 10). Если же нунатаки отсутствуют, то появление срединных морен возможно только при наличии боковых ледников, выпадающих в основной глетчер (рис. 11).

Верховья простых ледников, обычно представляющие собой циркообразные углубления в крутых склонах, также благоприятные места для образования срединных морен (рис. 12). Однако в отличие от сложных ледников, у которых срединные морены образуются за счет слияния боковых морен и вследствие этого имеют большую протяженность, срединные морены простых ледников распространены прерывисто. Это связано, естественно, с прерывисто-периодическим действием процессов, обуславливающих их образование.

При деградации долинного ледника боковые, срединные и поверхностные морены нередко проектируются на донную морену и участвуют в строении сложного комплекса образований мертвых льдов. Мощность боковых, срединных и поверхностных морен очень невелика и обычно не превышает 0,5 м. Тем не менее этого маломощного покрова вполне достаточно для создания надежного теплоизоляционного покрова в зоне абляции. Действительно, все рассмотренные образования в зоне абляции ледника тонким чехлом одевают ледяные гряды различной высоты, выступающие над общей поверхностью ледника. В особенности это относится к боковым и срединным моренам. Ледяные гряды, бронированные материалом боковых морен, нередко достигают высоты 15—20 м¹.

Необходимо отметить, что поверхность ледников в зоне абляции подвержена значительному эрозионному воздействию талых ледниковых вод. Нередко талые воды концентрируются в бурные потоки, текущие в глубоких, очень извилистых ледяных руслах. Продольный профиль русел этих потоков очень крутой, ступенчатый. Вследствие этого водные потоки образуют множество водопадов, ниже которых обычно имеются глубокие эвронные котлы.

¹ В литературе часто указывается еще один способ образования срединных морен. В случае слияния двух ледников в зоне «продольных септ» или «зоне шва сварки» двух ледниковых потоков на поверхность выходят обогащенные мелкоземистым и обломочным материалом глубинные слои льда. В результате на поверхности ледника может появиться срединная морена. Однако на Шпицбергене срединных морен, образовавшихся таким способом, не наблюдалось нами даже у сложных ледников. В «зоне шва сварки» двух ледниковых потоков на поверхности ледника нередко можно видеть более обогащенный мелкоземом лед, но морфологически выраженных срединных морен здесь все же не было.

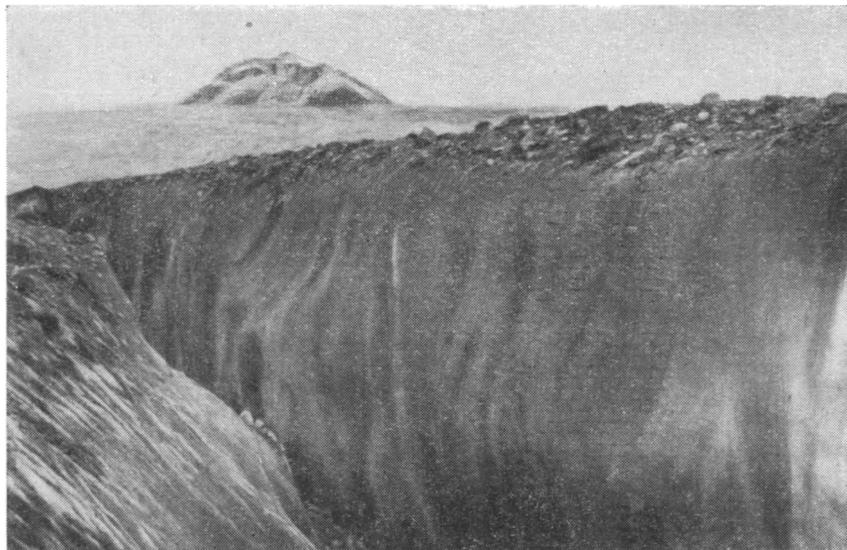


Рис. 8. Поверхностное залегание срединной морены на леднике Норденшельда



Рис. 9. Обломочный материал срединных морен

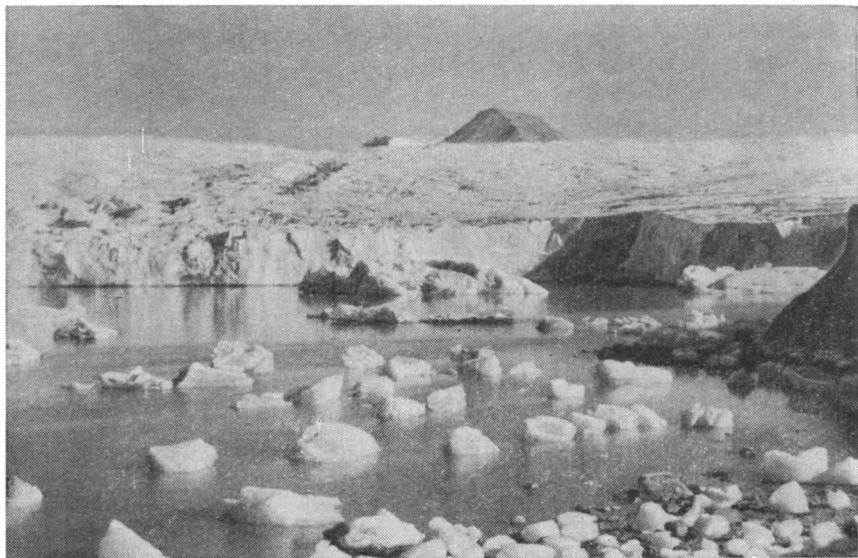


Рис. 10. Срединная морена на леднике Норденшельда, начинающаяся от нунатака

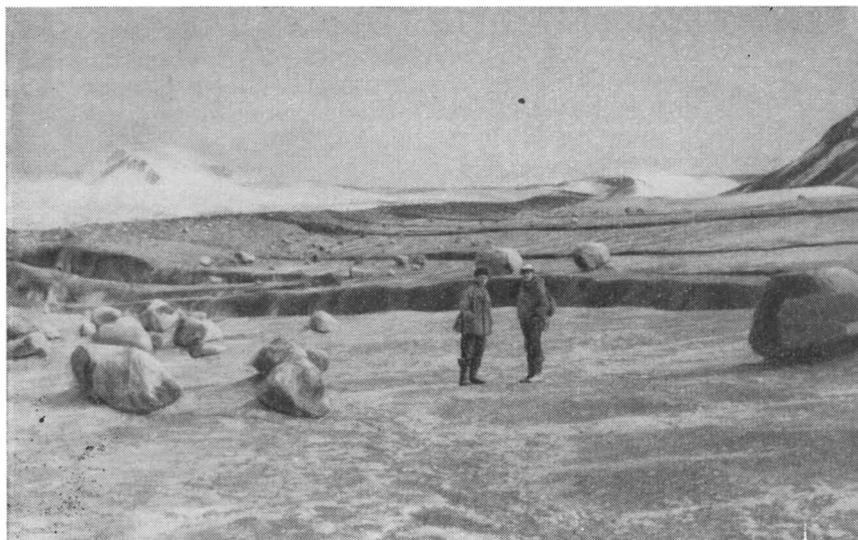


Рис. 11. Срединные морены на поверхности ледника Норденшельда, образовавшиеся за счет слияния ледников

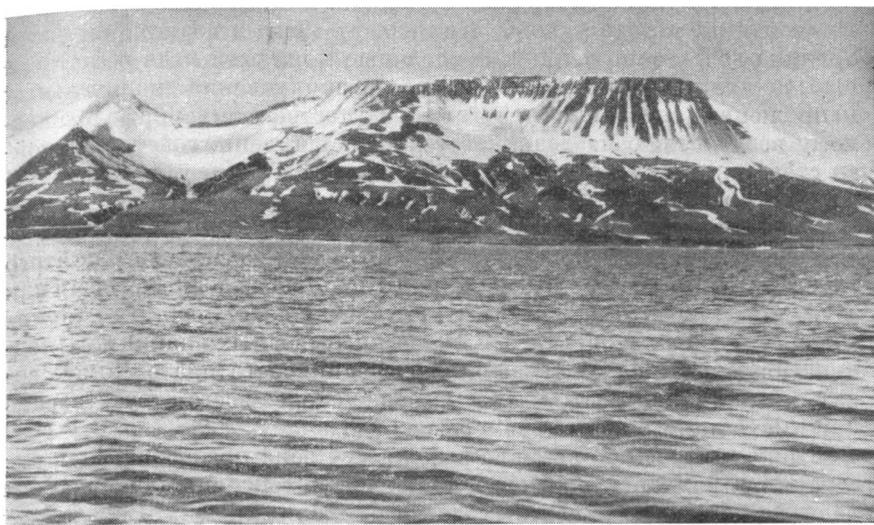


Рис. 12. Вершинная часть простого ледника. Видны следы схода снежных лавин

Вода в ледниковых речках отличается чистотой, что, очевидно, связано с очень незначительным содержанием обломочного и мелкоземистого материала в толще «жесткого» льда. Этим же объясняется и почти полное отсутствие обломочного материала в руслах. Только в наиболее глубоких эвормионных котлах можно видеть некоторое количество галечника, выстилающего их дно. Вследствие абляции выстланные галечником днища эвормионных котлов могут оказаться на поверхности ледника; в этом случае маломощный покров галечника предохраняет лед от таяния, что способствует образованию конусов с ледяным ядром высотой до 1—1,5 м, известных в литературе под названием «муравьиных куч».

В отдельных случаях на поверхности сложных ледников наблюдались целые полосы, сложенные песчано-галечными осадками, отложенными ледниковыми реками. Морфологически эти образования не отличимы от срединных морен, и только изучение обработки материала указывает на их истинный генезис.

С точки зрения воздействия на ложе и динамики накопления донных морен, в продольном профиле простого долинного ледника можно выделить несколько зон, сменяющих последовательно друг друга от верховьев ледника до его окончания.

В верховьях ледника вследствие почти постоянной аккумуляции твердых атмосферных осадков происходят процессы диагенеза снежного покрова, фирнизации и льдообразования, которые в конечном итоге приводят к образованию относительно значительной

по мощности толщи первичных осадочно-метаморфических льдов. Несмотря на то, что уклоны ледникового ложа в вершинной части ледника достаточно велики, предельные мощности льда в глетчере еще, по-видимому, недостаточны для возникновения значительных напряжений, способных привести к существенному морфологическому воздействию на ледниковое ложе. Собственно говоря, в какой-то степени об этом свидетельствуют наши наблюдения за каровыми ледниками и днищами каров в районе рудника Пирамида, которые можно рассматривать как своеобразные миниатюрные модели вершинной части простого долинного ледника. Вследствие этого вершинная часть простого долинного ледника выделяется нами как зона динамически пассивного льда. Очевидно, у ледников, вытекающих из покровов (иными словами, выводных; например, ледник Норденшельда, вытекающий из ледникового плато Ломоносова), можно ожидать, что эта зона будет скорее всего отсутствовать или иметь минимальные размеры.

Ниже по течению ледника выделяется зона преобладающей экзарации. Она характеризуется наиболее интенсивным движением ледника как в поверхностных, так и придонных слоях. Вследствие значительного давления в придонных слоях глетчера происходит дальнейшая перекристаллизация льда и образуются динамометаморфические льды (Шумский, 1955). Основной особенностью этих льдов является то, что для них характерны описанные выше типы движения льда. Иными словами, на нижней границе этой зоны в толще ледника возникают уже условия для активного движения льда — пластичного или по линиям внутренних сколов.

Большая скорость движения льда при наличии значительных уклонов способствует значительной экзарационной обработке ледникового ложа. При этом в направлении вниз по течению ледника в пределах рассматриваемой зоны экзарация по мере увеличения содержания в придонных слоях льда количество моренного материала может увеличиваться. Это связано с тем, что несомый ледником материал оказывает существенное дополнительное воздействие на ледниковое ложе и принимает активное участие в его обработке. Но увеличение интенсивности экзарации происходит не до бесконечности.

По мере насыщения придонных слоев ледника моренным материалом и начинающегося выполаживания продольного уклона скорости течения уменьшаются. Одновременно значительно падает пластичность придонных слоев ледника и начинается аккумуляция несомого ледником материала. Место начала аккумуляции донноморенного материала можно рассматривать как нижнюю границу зоны экзарации. Таким образом, верхняя граница этой зоны связана с началом активного движения льда, а нижняя — с началом аккумуляции моренного материала. Внутри зоны экзарации соответственно можно выделить две подзоны: подзона преобладающей экзарации современного ледника и подзона преобладающего транспорта донной морены.

Ниже по продольному профилю ледника можно выделить зону преобладающей аккумуляции моренного материала. Наиболее характерным процессом, происходящим в этой зоне, является, как это будет показано ниже, отложение и уплотнение донной морены в процессе пластического течения ледника.

Наконец, последняя зона — это зона преобладающего движения мореносодержащего льда по линиям внутренних сколов, создающих характерную чешуйчато-надвиговую структуру ледника. Возникновение в значительном количестве нарушений типа внутренних сколов обусловлено в этой зоне значительным уменьшением продольных уклонов, дальнейшим уменьшением скоростей льда, увеличением уплотненности донной морены и неравномерным движением ледника во времени. В целом, как указывалось выше, в самых низовьях ледника глетчерный лед даже нижней толщи достаточно пассивен и движение его происходит под горизонтальным напором льда, прибывающего из области питания. В результате периодически в концевой части ледника появляется составляющая, направленная почти вверх, обуславливающая возникновение внутренних разрывов и сколов.

По этим разрывам и сколам идет скольжение серии пластин, образующих надвиги. В случае длительного стояния фронта ледника на одном месте надвиговые чешуи накладываются друг на друга, образуя многоярусную толщу. При ее таянии моренный материал вытаскивает из надвинутых друг на друга чешуй и образует дугообразно изогнутые хорошо выраженные в рельефе гряды, которые в литературе выделяются как насыпные морены. Высота таких гряд у отдельных ледников Шпидбергена достигает 50—60 м (ледник Норденшельда).

Таким образом, ведущий процесс осадконакопления в рассмотренной зоне — движение мореносодержащего льда по внутренним разрывам и сколам, в результате которого происходит значительное усложнение строения моренных толщ.

Рассмотренная последовательность различных зон в продольном профиле ледника, естественно, характерна только для идеального случая. При изложении этой схемы практически совершенно были опущены такие немаловажные обстоятельства, как микро-рельеф ледникового ложа, рельеф долины, занятой ледником в целом, характер пород, слагающих ледниковое ложе, и ряд других факторов. В рассмотренном идеальном случае в зависимости от наступания или отступления ледника выделенные динамические зоны могут смещаться в ту или другую сторону. Но этого мало. Картина значительно усложнится, если учесть, что движение ледника по внутренним линиям сколов может происходить не только в концевой части ледника, но и в зоне преобладающей аккумуляции донной морены и в зоне экзарации. Особенно благоприятные условия для возникновения движения этого типа может создать рельеф ледникового ложа. С другой стороны, этот же рельеф может обу-



Рис. 13. «Бараний лоб» вблизи ледника Норденшельда

словить появление очагов экзарации в зоне преобладающей аккумуляции донной морены и частичной аккумуляции в зоне экзарации. В связи с этим основная морфогенетическая деятельность ледника в продольном профиле и во времени окажется еще более сложной. В качестве примера можно сослаться на распределение экзарационной деятельности долинного ледника в продольном профиле, описанное Г. А. Авсюком (1948). Этот исследователь отмечает, что эффективная экзарация может иметь место в области питания ледника, в местах препятствий движению, на больших уклонах продольного профиля и вблизи активного конца ледника. Надо отметить, что экзарационные формы рельефа вблизи нижней по течению части ледника расположены у правого края ледника Норденшельда. Здесь вблизи ледника имеется ряд боковых морен, показывающих последовательное сужение ширины глетчера. Между ними часто можно наблюдать сглаженные склоны, сложенные очень прочными породами формации гекла-хук, а местами прекрасно выраженные «бараньи лбы» (рис. 13).

Таким образом, если учитывать большой комплекс факторов, влияющих на морфогенетическую деятельность ледника, то она оказывается очень сложной, тем не менее принципиальная сторона, по-видимому, достаточно верно отражается в том идеальном случае, о котором мы говорили вначале.

Более сложно и, естественно, менее ясно в настоящее время может быть представлена принципиальная схема строения и ди-

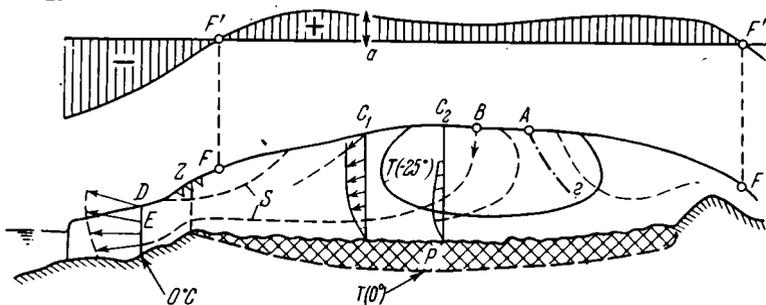


Рис. 14. Обобщенная схема ледникового покрова (по Хаффелю, из работы Фриструпа, 1964)

Вверху — аккумуляция и абляция; внизу — движение и температурное состояние льда (предполагаемые). F, F' — снеговая линия; S — линия течения; C_1, C_2, D — профили скоростей движения льда; E — выводной ледник; Z — зона развития ледниковых трещин; A — кинематический ледораздел; a — аккумуляция снега; B — гидрографический ледораздел (водораздел); $T(-25^\circ)$ — изотерма -25°C (по Робину); $T(0^\circ)$ — изотерма 0°C ; P — многолетнемерзлый грунт

намики ледникового щита. Однако это необходимо сделать в рамках настоящей работы, поскольку при последующем изложении мы будем неоднократно обращаться к примерам строения плейстоценовых морен, отложенных ледниковыми щитами. Обратимся к опубликованным работам, в которых в той или иной степени рассматривается этот вопрос.

Интересны материалы в сводке Б. Фриструпа (1964), обобщившего данные гляциологических исследований в Гренландии по современному ледниковому щиту. По Фриструпу, в центральной части ледниковый покров приморожен к ложу, и здесь результирующие напряжения не достигают величины предельного сопротивления скальванию.

Большой интерес представляют материалы по предполагаемым линиям течения и профилям скоростей движения ледника (рис. 14). Однако подобные условия действительны не для всего ледникового щита Гренландии. Имеются данные, что основание Северогренландского ледникового купола вблизи своего центра имеет температуру, соответствующую точке плавления льда, и что вследствие донного таяния здесь возможно движение льда при значительно меньших напряжениях. Все это показывает, что в разных частях ледникового покрова могут быть разные скорости движения льда. Это в значительной степени усложняет проблему, особенно тогда, когда речь заходит о древних, ныне совершенно исчезнувших щитах. Тем не менее ниже мы попытаемся привести те немногие гляциологические и геологические работы, в которых рассматривается в общей форме эта проблема. В этом отношении большой интерес представляют работы Р. Флинта (1963), С. А. Евтеева (1964),

Д. Ф. Ная (1964), Г. Робина (1964), Е. В. Шанцера (1966), А. А. Асеева (1967) и др.

С общих теоретических позиций вопросы динамики движения ледниковых щитов и механизм накопления донных морен рассмотрел Е. В. Шанцер (1966). Движение ледника — сложный процесс, в котором сочетается пластичное движение со скольжением по ложу и движением по внутренним линиям сколов. В результате лед ведет себя одновременно и как хрупкое, и как пластичное тело.

Главная роль в движении льда в щитах отводится градиентам давления, определяемым уменьшением мощности ледникового щита по направлению к его периферии. При достаточно больших градиентах лед может течь и против уклона ледникового ложа. На основании рассмотрения динамики движения льда в ледниковом щите Е. В. Шанцер выделил две зоны — зону ледниковой экзарации и зону аккумуляции донных морен.

Р. Флинт (1963) сделал попытку провести сравнительный анализ динамики современных ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды и плейстоценовых щитов Канады и Европы по следам их геологической деятельности. Так же, как и подавляющее число исследователей, Флинт считает, что наиболее крупные ледниковые щиты приобретают пластическое движение за счет давления, обусловленного их собственной тяжестью.

Анализируя материалы по Гренландскому ледниковому щиту, этот исследователь отметил, что скорость течения льда изменчива и неодинакова в разных местах. Максимальных значений она достигает вблизи фирновой границы, что позволяет предположить наличие здесь наиболее интенсивной ледниковой эрозии. Вместе с тем внутри ледникового щита также отмечено наличие относительно быстротекущих ледяных потоков. Наоборот, для центральных частей Гренландии отмечается очень слабое движение. К аналогичным выводам, как это указывалось, пришли многие гляциологи, изучавшие Гренландию, взгляды которых обобщил Б. Фристуруп (1964).

Проявление ледниковой экзарации подробно изучено в областях древних ледниковых оледенений. Наиболее ценные материалы в этом отношении содержатся в работе П. Н. Кропоткина (1876) по зоне экзарации Балтийского ледникового щита¹, а по районам Северной Америки — у Р. Флинта (1963). Флинт отметил, что скорость экзарации зависит от нескольких факторов, важнейшими из которых являются: скорость движения льда, вес или мощность льда, обилие и физический характер обломочного материала в основании ледника, степень устойчивости ледникового ложа. Проявления экзарации выражаются в виде ледниковых шрамов, полированных и шлифованных поверхностей, серповидных знаков, зон выпавивания. По-видимому, в целом к области экзарации следует

¹ Необходимо отметить, что П. Н. Кропоткин одним из первых в русской литературе обосновал присущий ледникам пластичный тип движения.

относить и зону преимущественного транспорта моренного материала, для которой характерно появление друмлинов и изборозженных поверхностей на ледниковом ложе.

Интересные материалы по особенностям динамики ледникового щита в зоне экзарации (области транспорта моренного материала) содержатся в работе С. А. Евтеева (1964). Этот исследователь, изучавший геологическую деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды, рассмотрел ряд вопросов, связанных с динамикой ледникового щита. Он отметил, что ледниковое ложе щита сложено прочными и устойчивыми породами и имеет сложный рельеф. В придонных слоях направление движения льда обусловлено крупными неровностями рельефа. Сложный рельеф ледникового ложа обуславливает концентрацию напряжений и вызывает усиленное воздействие льда на него при преодолении ледником препятствий. На выступах рельефа ледникового ложа, по Евтееву, в толще льда вследствие концентрации напряжений образуются внутренние сколы и разрывы. При быстром сдвиге происходит как бы удар, способный вызвать отрыв отторженцев от ложа.

Наблюдения за экзарационными формами рельефа позволило С. А. Евтееву прийти к выводу, что обломки, содержащиеся в мореносодержащем льду, царапают ложе, а относительно чистые участки этого же льда — полируют его.

Специально вопросы зональности геологических процессов в ледниковых щитах рассматривает А. А. Асеев (1967). Поскольку ледниковая эрозия прямо пропорциональна произведению силы трения о ложе на скорость скольжения (Шумский, 1955), преобладавшее в центральной части щитов медленное вязко-пластичное течение мало способствовало воздействию льда на ложе. По мнению Асеева, с этим хорошо согласуются находки коры выветривания в Финляндии и на Кольском полуострове. Быстрое глыбовое скольжение льда на склонах щита вызывало резкое усиление экзарации. В зоне экзарации Асеев выделяет две подзоны: внутреннюю с более равномерной экзарацией и внешнюю с неравномерной экзарацией.

Таким образом, даже уже приведенный краткий обзор показывает, что в центральной части ледниковых щитов вполне правомерно выделение области экзарации. С нашей точки зрения, ее можно подразделить на три зоны: зону слабой экзарации, зону преимущественной экзарации и зону преимущественного транспорта моренного материала. При этом в последней зоне проявление экзарации возможно только в отдельных местах, а на некоторых участках становится возможным накопление донной морены.

Теперь кратко рассмотрим особенности динамики ледникового щита в зоне аккумуляции. По мере насыщения нижних слоев льда моренным материалом постепенно теряется их пластичность и происходит отложение донной морены. По материалам, полученным различными исследователями в Гренландии, установлено, что ско-

рость движения льда в мореносодержащей толще значительно меньше поверхностной. Она составляет приблизительно $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$ последней, а в зоне контакта с ледниковым ложем и того меньше — $\frac{1}{10}$ поверхностной.

А. А. Асеев (1967) предлагает зону преимущественной аккумуляции при значительном расширении ледникового покрова подразделить на две подобласти: внутреннюю со значительной интенсивностью аккумуляции и внешнюю с ослабленной геологической деятельностью. Нам думается, что такое подразделение зоны преимущественной аккумуляции вполне оправдано. Однако с оценкой Асеева происходящих в них динамических процессов вряд ли можно согласиться. Учитывая строение донных морен, нам думается, правильнее было бы рассматривать первую внутреннюю зону в качестве зоны накопления донной морены преимущественно при пластическом типе движения ледника, а вторую — внешнюю зону — как зону преобладающего движения льда по линиям внутренних сколов и разрывов. В связи с этим вряд ли можно последнюю зону считать пассивной с геолого-динамической точки зрения. Преобладание в ней процессов перемещения отложенных донных морен по линиям внутренних сколов связано с возникающими здесь большими градиентами давления. В результате именно для этой зоны характерно формирование моренных толщ с так называемым чешуйчато-надвиговым типом строения.

Надо отметить, что в зависимости от рельефа и состава пород ледникового ложа в зоне накопления донной морены при пластическом течении льда возможно появление очагов экзарации и возникновение отторженцев.

Таким образом, на основе имеющихся в литературе сведений можно представить себе гипотетическую картину динамики ледника и накопления донных морен, изображенную на рис. 15. В основных чертах она действительна как для ледниковых щитов, так и для отдельных частей крупных долинных ледников.

Рассмотрим теперь особенности строения и накопления донных морен, являющихся наиболее характерным генетическим типом ледниковых отложений.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДОННЫХ МОРЕН

Все основные черты строения донных морен обусловлены динамикой движущегося ледника.

В современных ледниках Шпицбергена донные морены представлены мореносодержащим льдом, строение которого изучалось нами на многих ледниках, оканчивающихся на суше. Особенно хорошо его можно было наблюдать в эрозионных промывах и ледниковых туннелях в концевых частях ледников, а также среди поля мертвых льдов. Необходимо сразу же отметить, что многие особенности строения мореносодержащего льда, которые мы наблюдали

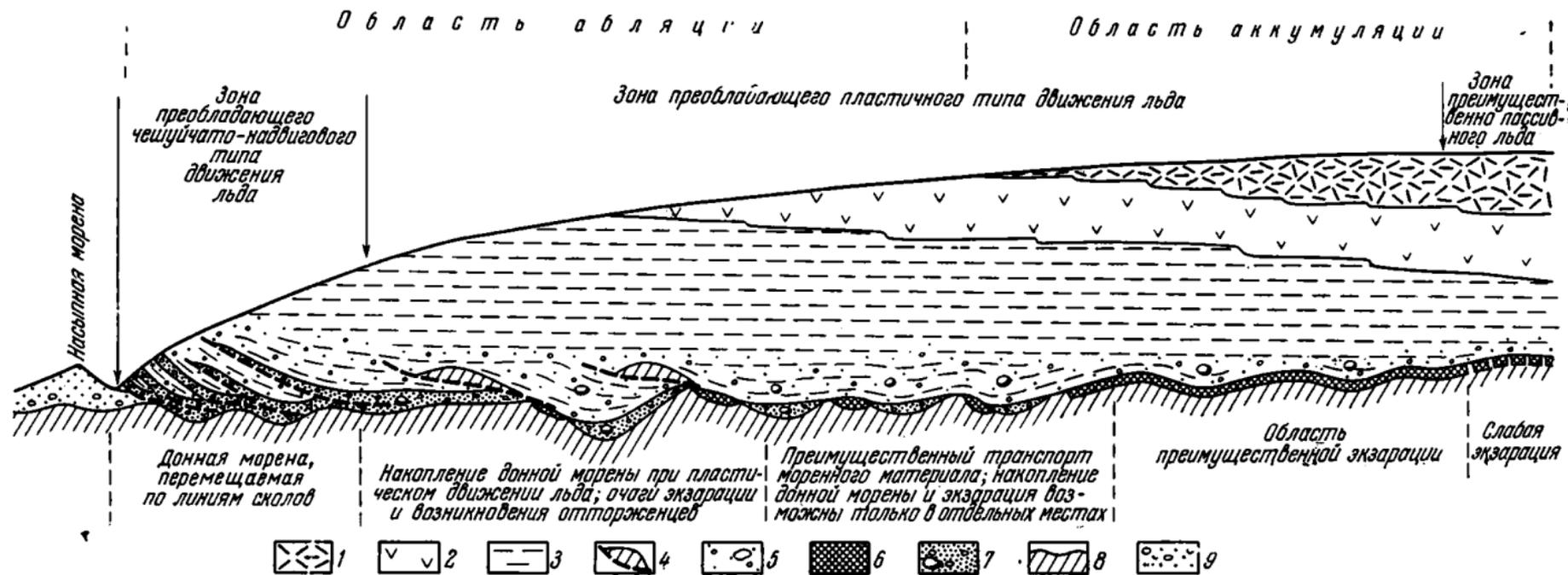


Рис. 15. Принципиальная схема динамики накопления донной морены в ледниковом щите

1 — снег, фирн и первичные осадочно-метаморфические льды; 2 — пассивно движущийся «жесткий» лед; 3 — глетчерный лед с пластическим типом движения и движением по внутренним линиям сколов; 4 — линии внутренних сколов и отторженцы; 5 — транспортируемый моренный материал; 6 — экзарация; 7 — отложенная морена; 8 — коренные породы; 9 — насыпная морена

на ледниках Шпицбергена, аналогичны уже ранее описанным различными исследователями в областях современного оледенения. Однако, поскольку они имеют принципиальное значение для понимания механизма накопления плейстоценовых донных морен, широко распространенных на территории нашей страны, мы считаем необходимым кратко на них остановиться. Более того, предварительное изучение плейстоценовых донных морен материковых оледенений показало, что им свойственны некоторые черты строения, описанные для мореносодержащего льда современных глетчеров Шпицбергена.

Некоторые закономерности распределения донноморенного материала в ледниках

В данном разделе мы подчеркнем три главные особенности распределения донноморенного материала в ледниках.

Первая особенность состоит в том, что мощность мореносодержащего льда в ледниках Шпицбергена зависит от прочности пород ледникового ложа. В качестве примера достаточно сослаться на ледник Норденшельда. Этот ледник, по масштабам Шпицбергена, достаточно крупный. Длина его достигает 18—20 км. Ледниковое ложе, во всяком случае там, где это приходилось наблюдать (левый борт ледника), а также судя по геологическим картам и петрографическому составу валунов, сложено в основном очень прочными, значительно метаморфизованными породами формации гекла-хук докембрийского возраста. Средняя мощность мореносодержащего льда здесь обычно не превышает 1—1,5 м, в отдельных случаях уменьшаясь, а в других — несколько увеличиваясь.

С другой стороны Билле-фиорда имеется ледник Бертель, ложе которого сложено сравнительно податливыми к механическому воздействию песчаниками и алевролитами девонского возраста. В результате, несмотря на то, что ледник Бертель сравнительно небольшой (около 4 км), средняя мощность мореносодержащего льда в его нижней по течению части достигает 15 м, а местами даже больше. Аналогичная закономерность была замечена нами и на других ледниках Шпицбергена (особенно в окрестностях Билле-фиорда).

Вторая особенность состоит в том, что мощность мореносодержащего льда увеличивается в западинах рельефа ледникового ложа и уменьшается на его поднятиях. Это явление опять-таки хорошо видно в северной части барьера ледника Норденшельда. В отдельных местах здесь можно было наблюдать, как на возвышениях рельефа мощность мореносодержащей толщи достигает всего 0,3—0,4 м, а в понижениях — 3,5—5 м (рис. 16). Интересно отметить также, что в толще мореносодержащего льда в этом случае была четко выражена полосчатость, облекающая отрицательные неровности рельефа ледникового ложа.



Рис. 16. Изменение мощности мореносодержащего льда в зависимости от рельефа ледникового ложа

Попутно следует обратить внимание на то, что подобные же закономерности в распределении толщи мореносодержащего льда отмечены и для современных ледниковых щитов. Это описано С. А. Евтеевым (1964) для ледникового щита Восточной Антарктиды, где мощность мореносодержащей толщи местами достигает 40—50 м. Особенно она велика в западинах коренного рельефа, по которым следуют ледниковые потоки. Наоборот, по данным бурения в пос. Мирный, на участке относительно спокойного течения льда и довольно заметного подъема коренных пород ледникового ложа мощность мореносодержащего льда оказалась всего около 7 м. Вместе с тем не следует забывать, что порядок мощностей мореносодержащего льда Восточной Антарктиды может служить примером только для зоны транспорта моренного материала в ледниковом щите, поскольку зона аккумуляции последнего здесь отсутствует вследствие спуска щита в море. Помимо этого, отмеченный порядок мощностей характерен для областей, где развиты «очень плотные и устойчивые к выветриванию породы» (Евтеев, 1964, стр. 16).

Наконец, отметим третью особенность, частично упоминавшуюся выше при изложении схемы динамики долинного ледника. Эта особенность состоит в том, что формирование донных морен происходит в основном за счет материала, заимствованного ледником из своего ложа. Какой-либо связи поверхностных образований ледника с донными моренами не обнаружено.

Основные черты строения морен, обусловленные пластичным типом движения ледника

Основные особенности строения мореносодержащего льда и отложенных морен строго подчинены типу движения ледника и зависят от него. В частности, пластичный тип движения ледника обуславливает возникновение в мореносодержащем льду и в моренах гляциодинамических текстур, оказывает значительное влияние на так называемую ледниковую обработку и ориентировку обломочного материала, а также на уплотненность морен.

Гляциодинамические текстуры мореносодержащего льда и отложенных донных морен

П. А. Шумский (1955), рассмотрев типы динамометаморфизма льда в движущихся ледниках, выделил среди них две основные группы, связанные с пластичным типом движения ледника: метаморфизм течения и метаморфизм давления. Эти типы динамометаморфизма придают мореносодержащему льду специфические текстурные особенности, которые одновременно отражают динамику движения и механизм отложения донной морены.

Забегая несколько вперед, необходимо подчеркнуть, что многие возникающие в толще мореносодержащего льда текстуры, отражающие воздействие динамометаморфизма льда разных типов, прекрасно сохраняются и в ископаемом состоянии — в донных моренах плейстоценовых материковых оледенений. В связи с этим для наших целей будет, очевидно, правильным выделить эти текстуры в особую категорию, для которой Е. В. Шанцер предложил название «гляциодинамические текстуры». Поскольку возникновение гляциодинамических текстур обусловлено процессами динамометаморфизма льда в движущемся леднике, эти текстуры, очевидно, должны отражать и определять внутреннее строение донных морен и динамику их накопления. В связи с этим гляциодинамические текстуры являются одним из характерных генетических признаков донных морен.

Исследование мореносодержащего льда ледников Шпицбергена, как это отмечалось выше, проводилось нами только у их окончаний, в зоне мертвых льдов, т. е. в тех местах, где лед практически уже прекратил двигаться или находится в состоянии, близком к этому. Поэтому толщи мореносодержащего льда здесь находятся уже в отложенном состоянии. Тем не менее, изучение имеющихся обнажений позволило выделить ряд гляциодинамических текстур, возникновение которых, пользуясь терминологией П. А. Шумского (1955), было обусловлено процессами метаморфизма течения и давления.

Гляциодинамические текстуры течения. По П. А. Шумскому (1955), «...под метаморфизмом течения подразумеваются изменения, испытываемые льдом в процессе пластической деформации сдвига. Это наиболее широко распространенный вид метаморфизма во льдах осадочного происхождения, связанный с основным механизмом движения горных ледников и ледниковых покровов — пластическим течением» (стр. 345—346). П. А. Шумский отмечает, что наиболее сильному метаморфизму подвергаются придонные слои ледника, где наиболее интенсивны возникающие напряжения. Это способствует возникновению в нижней толще ледника поверхностей скольжения, по которым происходит дифференцированное послойно-пластичное течение льда.

Отражением движения ледников такого типа являются описанные многочисленными исследователями огивы и полосчатость льда. На Шпицбергене, где процессы абляции в низовьях ледников, оканчивающихся на суше, вскрыли нижнюю толщу льда, огивы можно наблюдать практически повсеместно (см. рис. 5). В связи с этим характерной особенностью строения нижней толщи ледников является чередование лент чистого прозрачного (голубого) льда и лент льда, загрязненного мелкоземом и обломками горных пород. Как отмечают гляциологи, по простиранию между этими лентами существуют постепенные переходы. На поверхности ледников огивы образуют ложкообразную систему слоистых текстур, выгнутых вниз по течению ледника.

Необходимо отметить, что механизм образования ленточности нижней толщи льда окончательно еще не выяснен. Но большинство исследователей в настоящее время связывает ее появление с трением при сдвиге. Этих представлений придерживается П. А. Шумский (1955), который считает, что образование голубых лент невозможно себе представить без плавления при послойно-пластичном течении льда по внутренним плоскостям скольжения. Кристаллографическая ориентировка льда голубых лент всегда более благоприятна для пластической деформации, чем во вмещающем льду. В связи с этим Шумский считает, что упорядоченная ориентировка кристаллов фрикционно-режеляционного льда связана с процессом движения по лентам.

Наши наблюдения в низовьях ледников Бертель, Хэрби, Рагнар, Свен и других показали, что нижняя ленточная толща льда на контакте с мореносодержащим (в данном случае уже отложенным льдом) отмечается четко выраженной своеобразной сланцеватостью, или полосчатостью.

Своеобразие полосчатости состоит в том, что она образована за счет чередования тонких прослоев относительно чистого, но мутного льда, с большим количеством вытянутых параллельно плоскостям напластования пузырьков газа и тонких прослоев мелкозема. Последние имеют толщину от нескольких миллиметров до 1 см. Максимальная наблюдаемая толщина ледяных прослоев достигала



Рис. 17. Полосчатость нижней толщи льда в леднике



Рис. 18. Полосчатость в толще мореносодержащего льда, свидетельствующая о послойно-пластичном течении

0,3 м, однако чаще она значительно меньше — 2—3 см. Крупного обломочного материала в описываемом льду очень мало, и встречается он только в виде отдельных удаленных друг от друга валунов, рассеянных без какой-либо видимой закономерности. В некоторых случаях, особенно там, где полосчатость хорошо выражена, можно было видеть, как отмеченные слойки льда и мелкоземистого материала облекают валуны (рис. 17).

Интересно отметить, что полосчатость, свидетельствующая о послойно-пластичном течении, имеется и в верхах толщи мореносодержащего льда (рис. 18). Активно воздействуя на свое ложе, ледник в процессе послойно-пластичного течения может захватывать подстилающие породы и растаскивать их в толще мореносодержащего льда в виде полос или языков. Собственно говоря, такую картину нам удалось наблюдать на леднике Бертель в стенке одного из эрозионных промыслов, вскрывающих толщу ленточноподобного льда и верхи уже отложенной в данном случае толщи мореносодержащего льда. Здесь отложенный мореносодержащий лед затягивался в толщу плосчатого льда в виде узких утоняющихся полос (рис. 19). Таким образом, отмеченные текстурные особенности

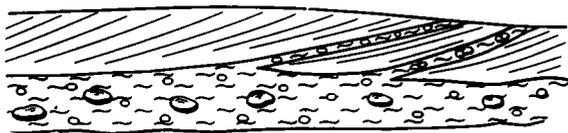


Рис. 19. Затягивание узких прослоек мореносодержащего льда в толщу вышележащего льда

нижней толщи льда ледников однозначно свидетельствуют о послойном движении льда. При этом описанное явление захвата пород ложа подтверждает это положение.

Интересно отметить, что в строении плейстоценовых морен долинных и материковых оледенений также наблюдаются гляциодинамические текстуры течения. Это подтверждается следующими примерами.

Явления захвата пород ложа ледниками и ассимиляцию их материала донными моренами проследить на Шпицбергене трудно. Дело в том, что ледниковое ложе здесь сложено, как правило, достаточно прочными коренными породами. Пожалуй, единственное место, где можно было наблюдать это явление, было отмечено нами на мысе Старостина. Здесь верхняя морена плейстоценового возраста лежит на межморенных морских песках. Пески в виде узких языков и полос затягиваются в толщу донной морены (рис. 20).

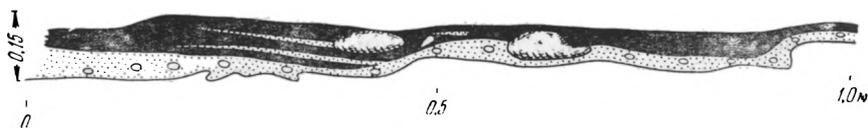
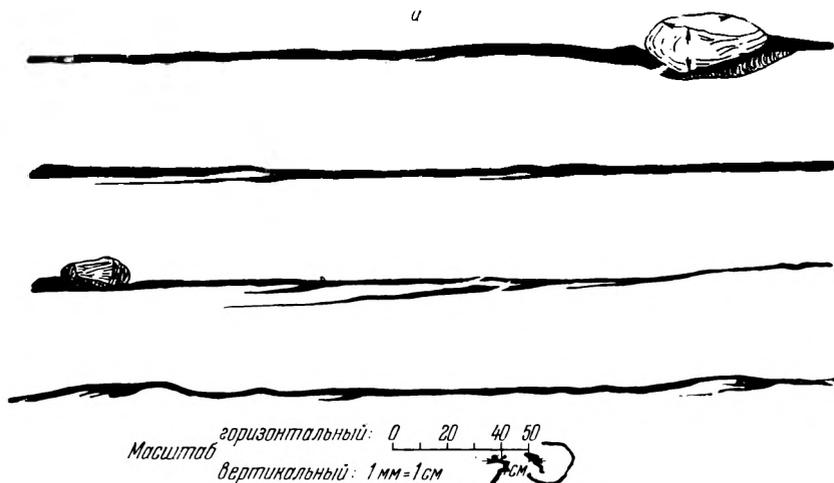


Рис. 20. Захват моренной подстилающих морских песков (мыс Старостина)



горизонтальный: 0 20 40 50
 Масштаб
 вертикальный: 1 мм = 1 см

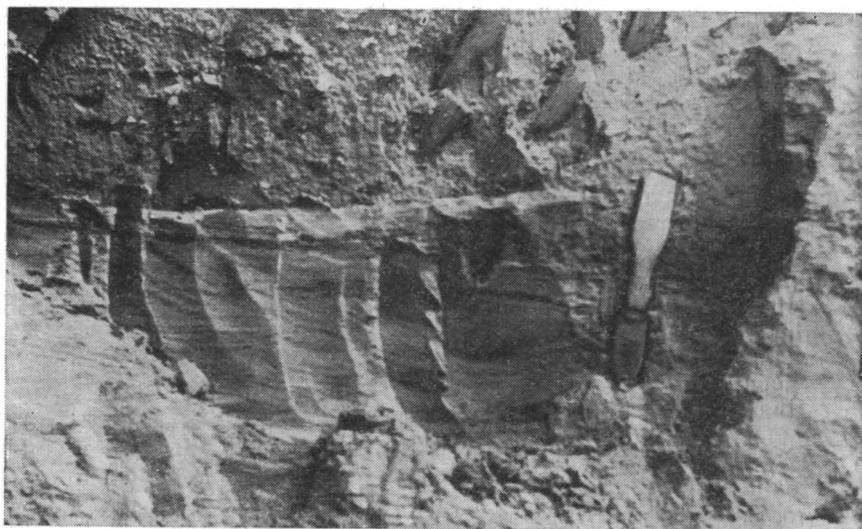


Рис. 21. Нижний контакт морены (а, б) с песками (карьер Мякинино)

Более полно явление захвата ледником подстилающих пород выражено в строении донных морен на территории Русской равнины и Польши. Так, явление захвата пород ложа и ассимиляция их донной мореной днепровского оледенения хорошо были видны в карьере Мякинино под Москвой. Разрез этого карьера был неоднократно описан в литературе (Москвитин, 1957, и др.). Здесь морена днепровского оледенения залегает на песчаном аллювии лихвинского или, по Москвитину, ивановского межледниковья и в свою очередь перекрыта мощной толщей аллювия одинцовского времени. От размыва сохранилась только небольшая толща морены мощностью всего 0,5—0,7 м. Очень интересен нижний контакт морены. В разрезе видно, как подстилающие морену аллювиальные пески затягиваются в нее в виде тонких полос (рис. 21 а, б). При этом в песках исчезает свойственная им слоистость ряби течения. Аналогичное явление было отмечено нами в Польше в разрезе Мохты (рис. 22). Грандиозные явления захвата подстилающих пород описаны Е. В. Шанцером совместно с Л. Д. Шорыгиной (Шанцер, 1966) на Верхней Волге в районе г. Углич. Рыхлые породы, подстилающие морену, здесь как бы затягиваются в нижние горизонты морены в виде наклонных в сторону движения языков, переходящих в горизонтальные полосы. Эти полосы по простиранию постепенно растаскиваются на отдельные неправильной формы гнезда и линзы.

Гляциодинамические текстуры течения в донных моренах наблюдались нами в ряде других разрезов на территории Польши. Безусловно, лучше всего они представлены в известном в польской литературе разрезе Мохты в пределах Варшавской котловины. Здесь, особенно в нижней части разреза по течению Вислы, в основании морены четко выражена полосчатость, образованная песчаным и суглинистым моренным материалом (рис. 23). Аналогичная полосчатость в морене, свидетельствующая о послыдно-пластичном движении льда, была обнаружена в разрезах Вышегруд в пределах Варшавской котловины, а также в разрезе Ломжин на правом берегу Вислы, несколько севернее Торуня. В последнем случае полосчатость образована горизонтальными прослоями миоценовых глин (рис. 24).

В разрезе у Добжина в основании толщи морены балтийского оледенения, представленной светло-коричневым плотным карбонатным суглинком с валунами и галькой, имеется полосчатость, образованная прослоями песка толщиной до 1 см. Эти прослои характерны только для первого метра от подошвы морены, которая лежит здесь на аллювиальных песках (рис. 25).

Таким образом, заканчивая рассмотрение гляциодинамических текстур течения, можно отметить, что они, как правило, приурочены к основанию толщи донной морены. По-видимому, это обусловлено тем, что формирование моренной толщи с такими текстурами происходит преимущественно еще в зоне транспорта моренного материала.

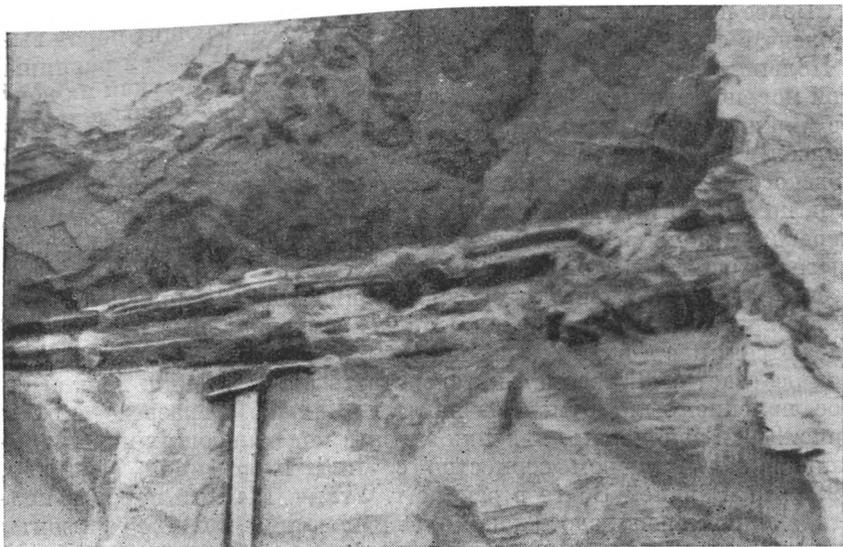


Рис. 22. Нижний контакт морены с подстилающими песками (разрез Мохты)



Рис. 23. Полосчатость в основании моренной толщи (разрез Мохты)

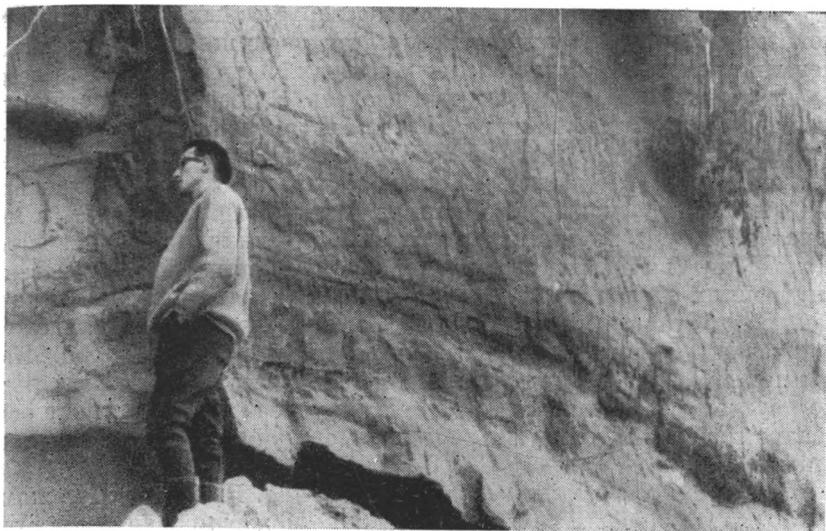


Рис. 24. Полосчатость в основании морены, образованная прослоями миоценовых глин (разрез Ломжин)

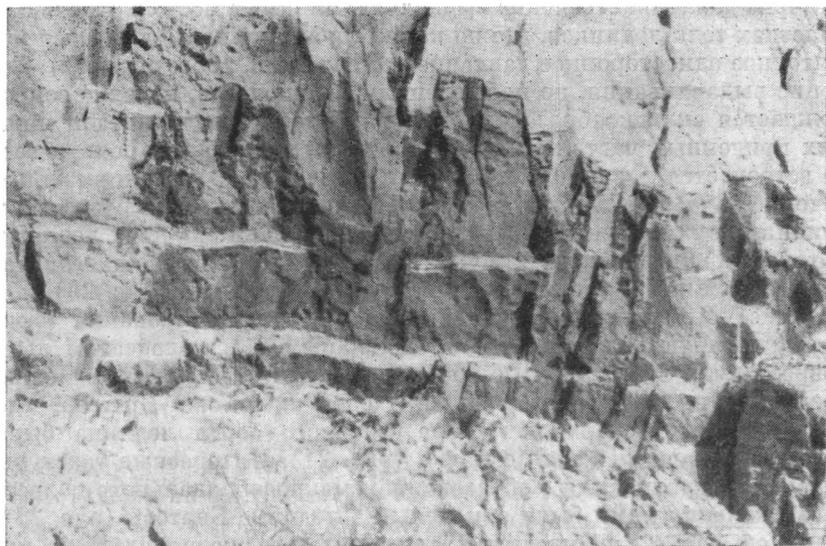


Рис. 25. Контакт захвата мореной нижележащих песков (разрез Добжина)

Анализ литературных материалов зарубежных исследователей показывает, что описанные текстуры довольно широко распространены в плейстоценовых моренных толщах. Однако далеко не всегда их появление в разрезах связывалось с послойно-пластичным движением ледника. Чаще всего это объяснялось движением серии ледяных пластин по плоскостям внутренних сколов. В качестве примера можно сослаться на очень интересную работу Вирккала (Virkkala, 1952), который описывает разного типа текстуры в моренах в области друмлинного ландшафта Финляндии. Однако происхождение их объясняется движением ледника по плоскостям внутренних сколов, хотя, судя по приводимым зарисовкам и описанию, это скорее всего текстуры, отражающие послойно-пластичное течение льда по внутренним поверхностям скольжения. Как мы покажем ниже, гляциодинамические текстуры движения льда по внутренним линиям сколов имеют другие морфологические особенности и характеризуют качественно иной тип движения ледника.

Гляциодинамические текстуры давления. По П. А. Шумскому (1955), метаморфизм давления в леднике может проявиться в виде течения выдавливания и временного плавления (режеляция льда).

«Течение выдавливания во льду возникает под влиянием ориентированного давления с возможностью бокового расширения при достаточно медленном для избежания раздавливания нарастании давления или при наличии препятствующего раздроблению всестороннего давления. Направление истечения в этом случае перпендикулярно давлению. Течение выдавливания имеет место в отдельных участках тела ледников, где по каким-либо причинам создается избыточное одностороннее давление.» (Шумский, 1955, стр. 367). Течение выдавливания, по наблюдениям гляциологов, нередко сопровождается складкообразованием и наиболее характерно для нижних придонных частей ледников. В этих местах обычно больше всего встречается различных препятствий, затрудняющих нормальное течение льда. Очень часто текстуры выдавливания образуются при слиянии двух ледников. В этом случае в «зоне шва» двух ледяных потоков можно наблюдать почти вертикальную или сложно дислоцированную полосчатость нижней части толщи льда (рис. 26).

Текстуры течения выдавливания и складкообразования нами нередко наблюдались в мореносодержащем и в полосчатом льду современных ледников Шпицбергена. В качестве примера можно сослаться на ледник Западный Ловер на п-ове Бреггер, где в толще мореносодержащего льда у правого борта ледника была четко выражена лежащая складка (рис. 27). Интересные текстуры течения выдавливания с образованием макрофлюидального полосатого сложения нами были отмечены на леднике Бертель (рис. 28). Наконец, там же наблюдались текстуры того же порядка, но несколько другого морфологического и генетического типа. Это текстуры, происхождение которых связано с местными небольшими

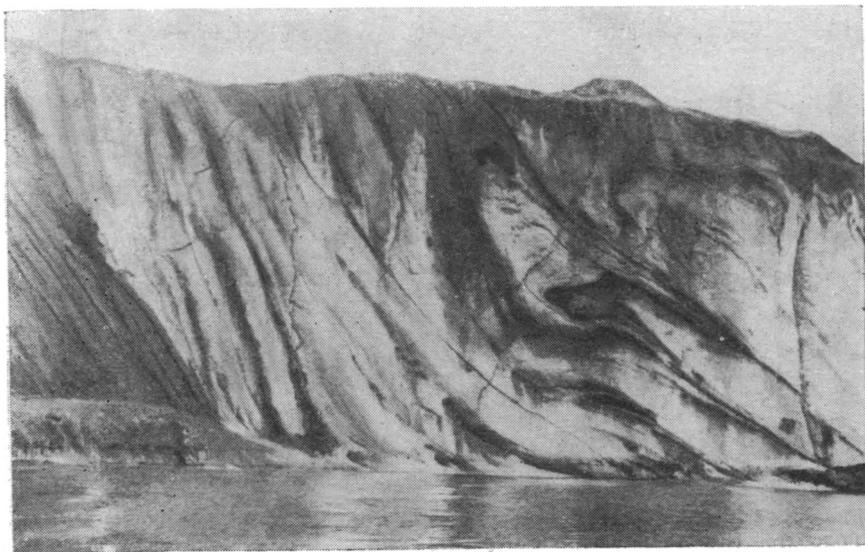


Рис. 26. Общий вид полосчатости в зоне соединения двух ледниковых потоков (фронт ледника Натхорста)

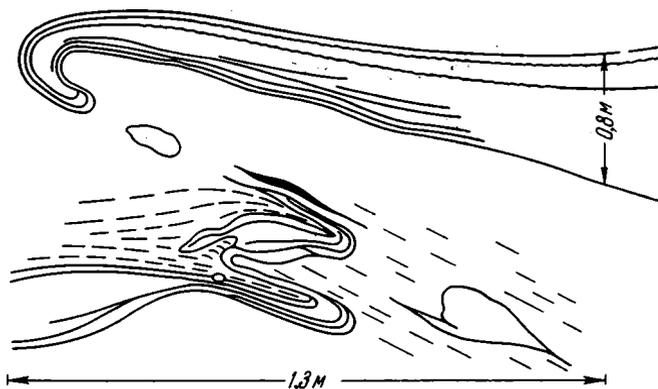


Рис. 27. Складка в мореносодержащей толще ледника Западный Ловер

упорами в ложе ледника (рис. 29). На рисунке видно, как валун, выступающий из толщи мореносодержащего льда, подстилающего полосчатый лед, способствует образованию в последнем небольшой складочки облекания. Слойки полосчатого льда как бы вдавливаются в валун в его хвостовой, обращенной навстречу движению ледника, части. В другом случае во льду того же типа были видны

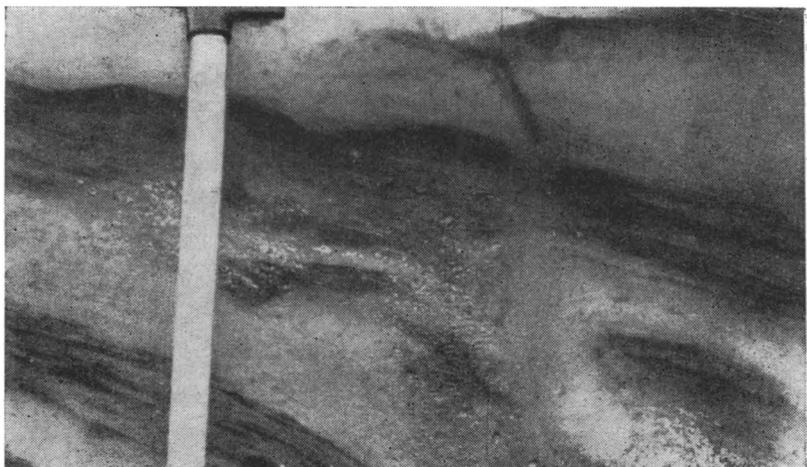


Рис. 28. Текстуры течения выдавливания. Видно макрофлюидальное полосатое сложение (ледник Бертель)

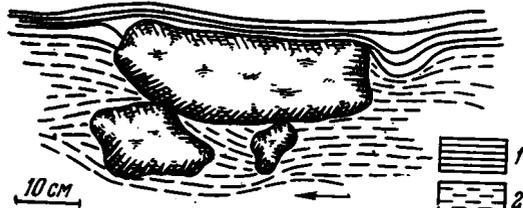


Рис. 29. Текстуры течения выдавливания, связанные с наличием упора в подстилающих отложениях

1 — тонкослойный лед; 2 — мореносодержащий лед

загибы с подворотом слойков, что также, видимо, обусловлено существованием какого-то препятствия (скорее всего в виде валуна) в толще льда, около которого создается избыточное одностороннее давление.

Надо подчеркнуть, что текстуры течения выдавливания и складкообразования довольно часто встречаются в ископаемом состоянии. Великолепные складки внутри донной морены были отмечены нами в ряде разрезов на территории Польши. В настоящей работе мы сошлемся на один разрез к югу от Варшавы, карьер кирпичного завода Гуры Кальвари. Этот разрез нам демонстрировала сотрудница Геологического института Варшавы Б. Маковская. На разрезе в средней части толщи морены максимальной

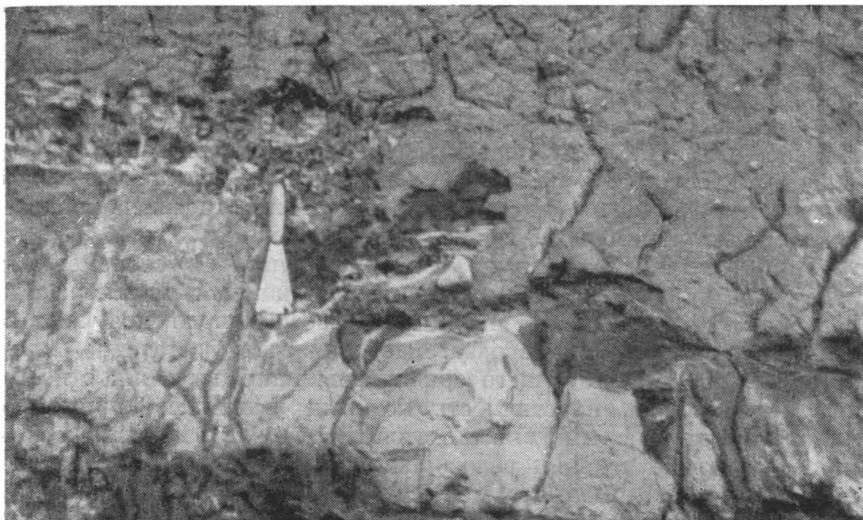


Рис. 30. Перемятая линза ленточных глин

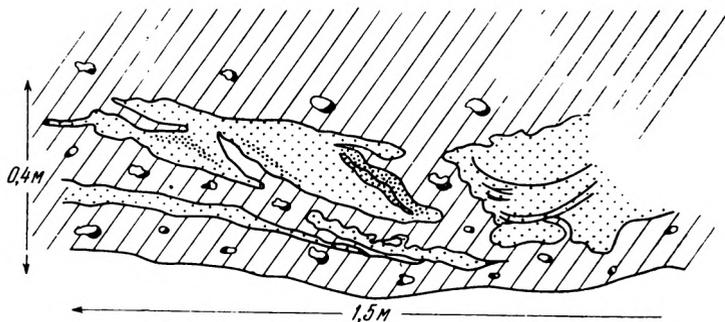


Рис. 31. Сложные деформации песчаных линз — текстуры течения выдавливания (район г. Плоцка)

стадии среднепольского оледенения были обнаружены лежащие складки ленточных глин (рис. 30) ¹.

Надо отметить, что наблюдения за строением плейстоценовых морен показывают, что описываемые гляциодинамические тексту-

¹ В этом же разрезе был очень хорошо представлен контакт захвата мореной нижележащих ленточных глин и четко выражена полосчатость в ее приконтактной зоне. Последняя была образована выклинивающимися по простиранию прослоями ленточных глин, мощность которых уменьшается вверх по разрезу: первый прослой моренного суглинка имеет мощ-

ры присущи не только самому основанию моренной толщи, но встречаются и выше по разрезу.

В великолепном разрезе морены среднепольского оледенения в г. Плоцке в верхней трети разреза (мощность морены здесь до 20 м) наблюдались сложные деформации песчаных линз (рис. 31). На рисунке видно, как моренный суглинок внедряется в песок, создавая в целом очень неправильной формы песчаное гнездо. Более того, внутри песчаного гнезда вблизи некоторых из внедряющихся выступов морены были хорошо видны смятия.

Гляциодинамические текстуры уплотнения. В современных ледниках широко распространен режеляционный метаморфизм давления, текстуры которого наибольшее развитие получают в толще мореносодержащего льда. «Под влиянием достаточно сильного и быстро нарастающего ориентированного давления отдельные участки льда, пластичность которых уменьшена примесью минеральных включений, не в состоянии устранить избыток давления с помощью течения выдавливания и подвергаются плавлению» (Шумский, 1955, стр. 368). Такого типа частичное плавление льда известно сейчас в толщах мореносодержащего льда различных ледников. Процесс режеляции приводит к формированию особой разновидности льда, которую Шумский называет компрессионно-режеляционным льдом. Этот лед возникает в результате последующего замерзания талой воды после устранения избытка давления.

Наблюдения за особенностями строения толщ мореносодержащего льда ледников Шпицбергена показали, что компрессионно-режеляционный лед образует своеобразные текстуры, которые можно назвать гляциодинамическими текстурами уплотнения. Наиболее благоприятные условия для изучения этих текстур и вообще толщи мореносодержащего льда были на ледниках Бертель, Хэрби, Рагнар и Западный Ловер, где имеются глубокие эрозионные промоины и хорошо видна интересующая нас толща льда.

Во всех случаях мореносодержащий лед представляет собой заплывшую с поверхности грязевыми потоками мелкоземисто-галечно-валунную ледяную массу. Количество минерального и обломочного материала очень велико; нередко концентрация его достигает такой степени, что не всегда можно понять: преобладает в породе лед или минеральные компоненты. Характерной особенностью обломочного материала, находящегося в мореносодержащем льду, является наличие на многих валунах штриховки ледникового типа и пришлифованных граней. При водной промывке обнажений толщи мореносодержащего льда видны текстуры, которые придают породе в целом очень своеобразный облик.

ность 3 м, выше идет прослой ленточных глин — 0,1 м, затем снова моренный суглинок — 0,5 м, потом ленточная глина — 0,01 м и, наконец, более однородный моренный суглинок.

Гляциодинамические текстуры уплотнения наблюдались нами трех типов. Первый тип — это шпирообразные очень тонкие линзочки хрусталепоподобного прозрачного льда. Толщина их различна и может колебаться от 1 мм до 1 см. Длина их также подвержена значительным колебаниям, но обычно не превышает 0,3 м. На отмытой стенке мореносодержащего льда эти шпирообразные структуры создают даже некоторое подобие неясной флюидальной слоистости. Но это явление, конечно, не имеет генетически ничего общего с последней. Внимательные наблюдения за расположением шпиров в толще льда показывают, что наиболее густая сеть их и наибольшие размеры обычно имеются около крупных валунов или группы валунов. Подходя к валуну со стороны, обращенной против движения ледника, ледяные шпирообразные структуры обычно плавно обтекают его сверху и снизу (рис. 32), в то время как в середине заднего торца валуна они иногда подходят к нему прямо вплитык. Конечно, поведение шпиров компрессионно-режеляционного льда около валунов зависит от многих обстоятельств и прежде всего от величины избыточного давления и размеров и формы валуна. В результате довольно сложных взаимоотношений указанных факторов и неоднократно возникающего избыточного давления может возникнуть даже не одна, а несколько систем ледяных шпиров. Например, около одного из валунов в толще мореносодержащего льда ледника Бёртель удалось наблюдать две системы ледяных шпиров, не согласованных друг с другом (рис. 33), одна из которых представлена очень тонкими шпирообразными структурами, а вторая более крупными, толщиной до 1 см. Последние, огибая в верхней части валун, на его задней части утолщались и полого ее облекали. Такое положение шпиров в какой-то степени указывает на возникшее достаточно сильное давление, передаваемое валуном на лед, примыкающий к задней части валуна. В результате здесь возникли благоприятные условия для процесса режеляции. Направление давления было, очевидно, таким, что оно способствовало даже некоторому повороту валуна.

П. А. Шумский (1955), исследовавший структуру компрессионно-режеляционного льда, отмечает сложное строение некоторых линз льда, свидетельствующее о двукратном и даже большем количестве замерзаний и таяний. Это лишний раз подчеркивает динамическую напряженность мореносодержащего льда.

Второй тип гляциодинамических текстур уплотнения связан, видимо, с еще более значительным избыточным давлением. В результате в толще мореносодержащего льда возникают довольно крупные линзы компрессионно-режеляционного льда. Толщина их нередко доходит до 0,2—0,3 м, а длина, видимая в разрезах, до 1—2 м. Эти линзы не всегда достаточно правильны; иногда их кровля и подошва достаточно волнисты (рис. 34). Лед в этих линзах почти не содержит мелкоземистого материала. Последний сконцентрирован только у контактов с мореносодержащим льдом. Ве-



Рис. 32. Гляциодинамические текстуры уплотнения, образованные шликерами режелационного льда

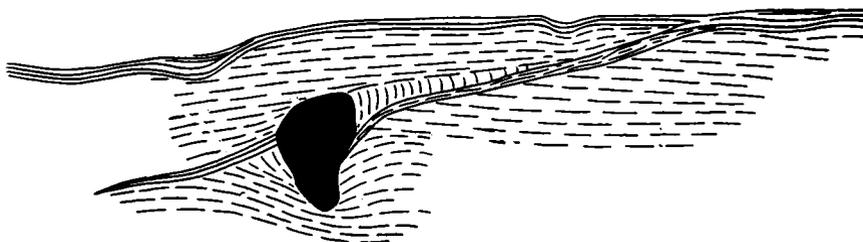


Рис. 33. Несогласованная система ледяных шлиров в мореносодержащем льду (ледник Бертель)

роятно, это также связано с процессом режелации. Во время частичного таяния мореносодержащего льда и последующего замерзания воды происходит, по-видимому, частичное обогащение компрессионно-режелационного льда мелкоземом. Наиболее четко крупные линзы компрессионно-режелационного льда приурочены к линиям надвигов внутренних сколов и разрывов в теле ледника.

Наконец, третий тип гляциодинамических текстур уплотнения, образующихся в результате режелационного метаморфизма давления, обнаруживается при извлечении валунов из толщи мореносодержащего льда. Оказалось, что внутри все гнезда валунов выстланы компрессионно-режелационным льдом. В результате образуется скорлуповатовидная текстура. Это тоже, очевидно, связано

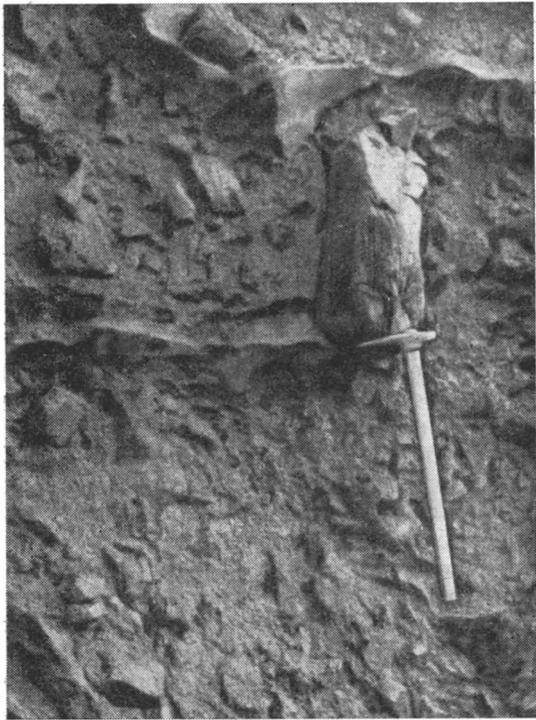


Рис. 34. Линзы компрессионно-режеляционного льда в толще мореносодержащего льда ледника Бертель

с тем, что около валунов происходит частичное плавление мореносодержащего льда.

Конечно, текстуры уплотнения в мореносодержащем льду могут быть и других типов, более сложного строения. Для нас сейчас важнее другое: показать, что они встречаются и в ископаемом состоянии. Действительно, изучение ряда разрезов моренных отложений на территории Польши показало, что в них имеется ряд текстур, появление которых можно рассматривать как результат режеляционного метаморфизма давления, возникающего в донных моренах в процессе уплотнения и отложения.

Так, в ряде обнажений у Плоцка, несмотря на то, что морены Польши отличаются сравнительно небольшим содержанием валунов, удалось видеть шпироподобные текстуры. В толще морены у западной окраины Плоцка (максимальной стадии среднепольского оледенения, по Скомскому) мы обнаружили очень тонкие линзочки песков толщиной буквально 3—5 см и протяженностью до 1—2 м, которые, видимо, соответствуют более мощным,

ныне вытаявшим линзам компрессионно-режеляционного льда. Отличительной особенностью этих линз является наличие очень тонкой корочки ожелезнения на верхнем и нижнем контактах с моренной супесью. Иногда в этих линзах имеется редкая беспорядочно распределенная мелкая галечка. Заполнение полостей, ранее выполненных льдом, песчаным и даже иногда мелкогалечным материалом вполне объяснимо, поскольку морены Польши вообще отличаются значительной песчаностью. По-видимому, это происходит в процессе возникновения линз и шлиров компрессионно-режеляционного льда, когда при частичной дифференциации материала грубый песчаный материал успевает осесть и образовать соответственно песчаную присыпку или даже линзу. С другой стороны, в тех местах, где морена отличается значительной глинистостью, описываемые текстуры выражены несколько по-другому. В карьере кирпичного завода Зелена Гура к югу от Варшавы морена залегает на ленточных глинах и соответственно отличается здесь большой глинистостью. Шлироподобные текстуры, наблюдавшиеся здесь, выражены только в виде очень тонких полосок ожелезнения и лишь еле различимого опесчанивания по ним (рис. 35 а, б). В этом разрезе была замечена и другая особенность в расположении описываемых текстур. Вблизи упоминавшихся уже складок, образованных ленточными глинами, сеть шлиров оказалась значительно гуще, чем в местах, где имеется более однородная толща морены. Скорее всего это подтверждает высказанные соображения о соответствии отмеченных текстур тонким линзочкам компрессионно-режеляционного льда. Наличие складок указывает на возникшие в данном месте в морене более значительные напряжения. Более густая сеть шлироподобных текстур также подтверждает это.

В других разрезах было обнаружено даже изгибание шлироподобных текстур вблизи валунов. Особенно хорошо это было видно в известном разрезе Стара Варка в нижнем течении Пилицы. Изгибание тонких коротких песчаных линзочек вблизи валунов было отмечено также в очень интересном разрезе морены среднепольского оледенения на правом берегу Вислы в г. Плоцке (рис. 35 в).

В заключение отметим еще одно обстоятельство. При извлечении валунов из морен Польши, как правило, было видно, что внутри гнезд имеется выстилающая их корочка ожелезнения, являющаяся, возможно, аналогом описанной выше скорлуповидной ледяной корочки, облегающей валуны в толще мореносодержащего льда.

Таким образом образование гляциодинамических текстур связано с определенной стадией накопления моренной толщи под движущимся ледником. Образование их происходит в тех местах, где пластичность льда уже значительно уменьшена за счет большой примеси мелкоземистого и валунного материала. Скорее всего это

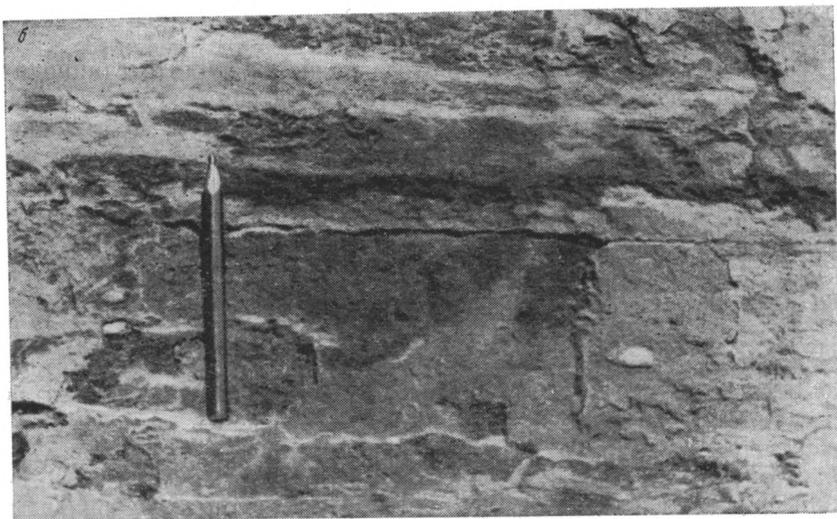
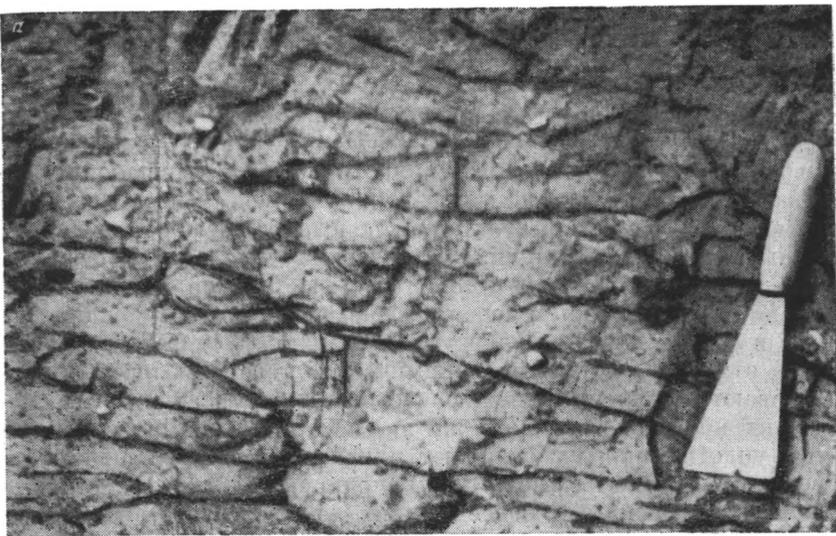
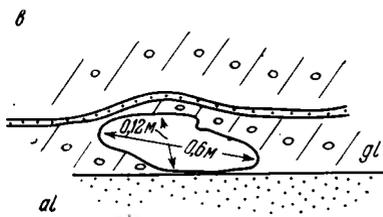


Рис. 35. Псевдоморфозы по шпирям
режелационного льда в толще морены

а — сетчатая текстура; б — тонкая линзочка песка; в — изгибающаяся над валуном линза песка



происходит в зоне аккумуляции донных морен, где, с одной стороны, идет активное отложение материала, а с другой — интенсивное его уплотнение.

Характеризуя в общем виде процесс возникновения гляциодинамических текстур уплотнения, необходимо подчеркнуть, что он приводит к уплотнению, потере пластичности и уменьшению содержания льда в основной массе донной морены еще под толщей движущегося льда. В результате происходит отложение донной морены в зоне аккумуляции, практически минуя водную фазу.

В целом гляциодинамические текстуры течения и уплотнения придают толщам донных морен своеобразные черты строения, которые изучены еще не полностью. На данной стадии изучения можно отметить, что гляциодинамические текстуры течения обуславливают появление специфической особенности донных морен — их полосчатости. В то же время гляциодинамические текстуры уплотнения обуславливают плитчатость или сланцеватость морены. В широком смысле с гляциодинамическими текстурами уплотнения связан ряд более мелких текстурных особенностей: шпироподобные полосы ожелезнения, иногда опесчаненные, короткие линзочки песков, разорванные и смятые линзы пород ледникового ложа, различной формы складки, вдавленные валуны и т. д.

Вместе с тем, необходимо еще раз подчеркнуть, что гляциодинамические текстуры течения характеризуют раннюю стадию накопления морены, по сути дела еще находящейся в зоне транспорта материала и откладывающейся только в наиболее благоприятных местах. Наоборот, появление гляциодинамических текстур уплотнения характеризует стадию уплотнения донной морены в зоне ее аккумуляции.

Обработка валунов в движущейся донной морене

Характерной особенностью мореносодержащего льда и отложенных морен является присутствие значительного количества валунов с так называемой ледниковой обработкой и определенной ориентировкой их по отношению к направлению движения ледника. Многочисленные исследователи, как советские, так и зарубежные, установили, что в донных моренах (мореносодержащем льду) валуны ориентированы длинной осью по направлению движения ледника. Это подтверждено и на ледниках Шпицбергена. Нами также производились специальные измерения как в мореносодержащем льду, так и в плейстоценовых моренах Шпицбергена, которые в общем виде подтвердили эту закономерность.

В свое время интересные в методическом отношении работы, касающиеся ориентировки валунов в моренах, провел Рихтер (Richter, 1936). Рихтер для проверки своих выводов по исследова-

нию ориентировки валунов в моренах Северо-Германской изменности специально изучил ориентировку длинных осей валунов на современных ледниках Норвегии. В результате им была установлена полная согласованность между направлением движения ледника и ориентировкой валунов в мореносодержащем льду и в уже отложенных моренах.

Выше мы отмечали, что эта закономерность в общем виде характерна и для ледников Шпицбергена. Однако особенно четко она выражена в осевых частях ледников. В прибортовых частях, где скорости значительно меньше, ориентировка длинных осей валунов становится уже менее правильной. Здесь нередко можно видеть, что валуны своими длинными осями располагаются под некоторым острым углом к основному направлению движения ледника, а иногда даже ориентированы поперек него.

С. Евтухович (Jewtuchowicz, 1962) опубликовал несколько роз ориентировки длинных осей валунов, содержащихся в ледниках. Однако после детального знакомства с его работой создается впечатление, что замеры были сделаны не в толще мореносодержащего льда, а среди материала срединных морен. Может быть поэтому какой-либо закономерной ориентировки валунов и ее связи с направлением движения ледника у Евтуховича не получилось.

Надо сказать, что в общей форме механизма ориентировки валунов в моренах пытались касаться многие исследователи (Krum-



Рис. 36. Ледниковая штриховка на валуне

bein, 1939; Holms, 1941; Флинт, 1963). Глен, Доннер и Вест (Glen, Donner, West, 1957) посвятили этому вопросу специальную статью, в которой на основе лабораторных экспериментов доказали, что ориентировка длинных осей в моренах по направлению движения ледника является следствием пластичного течения льда.

С послойно-пластичным движением льда в толще ледника связывает ориентировку длинных осей валунов Е. В. Шанцер (1966), поскольку именно такая ориентировка наиболее устойчива.

Ледниковая обработка валунов в основном проявляется в трех формах: ледниковая штриховка, шлифовка граней и утюгообразная форма (рис. 36).

Наиболее последовательную схему механизма ледниковой обработки валунов сравнительно недавно дал Е. В. Шанцер (1966; рис. 37).

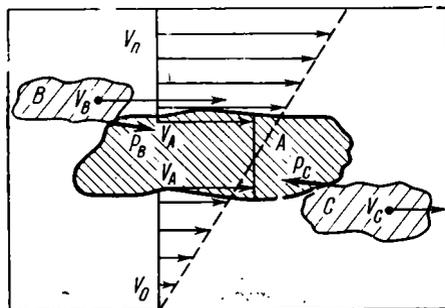


Рис. 37. Схема шлифовки и дробления валуна в движущейся морене (по Шанцеру, 1966)

$V_0 - V_n$ — скорости движения морены на разных уровнях; V_A, V_B, V_C — скорости движения валунов A, B, C; P_B, P_C — усилия, передаваемые на валун A обгоняющим его валуном B и отстающим от него валуном C

Поскольку это важно для общей характеристики моренных отложений, мы считаем необходимым кратко остановиться на основных положениях, развиваемых по этому вопросу Е. В. Шанцером.

В связи с тем, что скорость движения морены увеличивается снизу вверх от одного слоя к другому, то любой валун (A) будет перемещаться со средней скоростью, которая соответствует занятому им интервалу мощности. «В связи с этим на границах валуна возникают перепады скоростей. Он скользит по подстилающему слою морены своей нижней поверхностью, которая шлифуется обгоняемыми ею обломочными частицами. Наоборот, кроющий слой морены обгоняет валун и шлифует его верхнюю поверхность. Менее значительные перепады скоростей возникают на боковых гранях валуна, в связи с чем и их шлифовка происходит менее интенсивно. Наконец, передний и задний торцы валуна вовсе не подвергаются шлифовке, за исключением лишь углов, отделяющих их от продольных граней» (Шанцер, 1966, стр. 222—223). Большинство ледниковых шрамов находится также на верхней и нижней поверхностях валунов. Собственно говоря, и утюгообразная их форма также становится понятной при таком механизме обработки валунного материала в леднике. Надо только никогда не забы-

вать, как это подтвердилось и наблюдениями на Шпицбергене, что ледниковая обработка валунов происходит только в толще донной морены, имеющей послойно-пластичный тип движения, содержащей значительное количество обломочного материала и обладающей большим внутренним трением. Действительно, изучение боковых и срединных морен на ледниках Шпицбергена показало, что в них отсутствует, как правило, какая-либо ледниковая обработка материала. Это, очевидно, связано с тем, что эти образования обычно залегают в пассивно переносимой верхней толще льда, в которой отсутствует послойно-пластичный тип движения.

Е. В. Шанцер отмечает, что при описанном механизме ледниковой обработки обломочного материала в движущейся донной морене неизбежно происходит его дробление и истирание. Естественно, роль этих процессов будет увеличиваться при все возрастающей плотности и увеличивающемся внутреннем трении. Поскольку в пределах долинных ледников это проследить практически невозможно, отметим, что для областей материкового оледенения этот процесс уже достаточно хорошо описан.

Таким образом, основными факторами, обуславливающими ледниковую обработку обломочного материала, являются послойно-пластичное движение ледника и большое внутреннее трение движущейся донной морены.

В связи с изложенным наличие в донной морене валунов с соответствующей обработкой можно рассматривать как определенный генетический признак толщи, указывающий на условия ее отложения.

Уплотненность донных морен как показатель динамического воздействия движущегося льда

Одной из характерных особенностей донных морен является значительная их уплотненность, что установлено многочисленными анализами (Приклонский, 1955; Easterbrook, 1964, и многие другие).

Интересные сравнительные данные по соотношению показателя уплотненности глинистых пород СССР опубликовал В. А. Приклонский (1955). Из этих данных следует, что степень уплотненности морен нередко выше, чем у других глинистых отложений даже дочетвертичного возраста. В то же время уплотненность морен оказалась примерно такой же, как у кембрийских глин северо-запада Европейской части СССР или у палеогеновых сильно дислоцированных отложений Кавказа.

Повышенная плотность моренных глин отмечена Истербруком для района залива Пьюджет (Британская Колумбия).

Результаты исследования физико-механических свойств плейстоценовых морен Шпицбергена, проведенных по нашей просьбе в

лаборатории ПНИИСа, показали, что и здесь эти морены отличаются значительной плотностью и крайне небольшой пластичностью (см. табл. 7).

Таким образом, повышенная плотность донных морен является одной из их отличительных особенностей. Однако появление ее можно понять только исходя из динамики накопления морен.

В зоне аккумуляции материала донных морен под движущимся ледником происходит насыщение материалом низких слоев льда до такой степени, что они постепенно теряют свою пластичность и прекращают движение. Однако в результате описанных процессов динамометаморфизма давления (следствием которых являются описанные выше гляциодинамические текстуры) происходит дальнейшее уплотнение и обезвоживание отложившегося мореносодержащего льда. Таким образом, повышенная плотность донных морен — результат динамического воздействия ледника, и она отражает своеобразный подледный тип диагенетического преобразования осадка (Шанцер, 1966).

Гляциодинамические текстуры сколов

Как уже отмечалось выше, другим характерным типом движения ледника является движение по внутренним плоскостям сколов. Этот тип движения ледника оказывает существенное влияние на строение донных морен.

Впервые движение льда по внутренним плоскостям сколов было доказано Филиппом (Philipp, 1914, 1920). В этом случае, как отмечает П. А. Шумский (1955), движение в леднике может концентрироваться по резко очерченным плоскостям разрыва, вдоль которых возможно появление в толще льда брекчий трения, зеркал скольжения и даже милонитизированных зон.

Движение ледников по внутренним плоскостям сколов возникает вследствие появления в отдельных его участках достаточно высокого давления, имеющего возможность разрядиться в сторону наименьшего сопротивления. В этом случае обычно наклон поверхности скола обращен навстречу движению ледника, а направление надвигания совпадает с ним.

Наиболее благоприятными условиями для движения ледников по внутренним плоскостям сколов являются: уменьшение уклона ледникового ложа, уменьшение мощности ледника и, наконец, увеличение содержания моренного материала.

Таким образом, рассматриваемый тип движения ледника характерен не для какой-то вполне определенной динамической зоны движущегося ледника, а для многих из них. Он отмечается как для зоны экзарации, так и для зоны транспорта и аккумуляции моренного материала. Помимо этого, надо отметить, что тип дви-

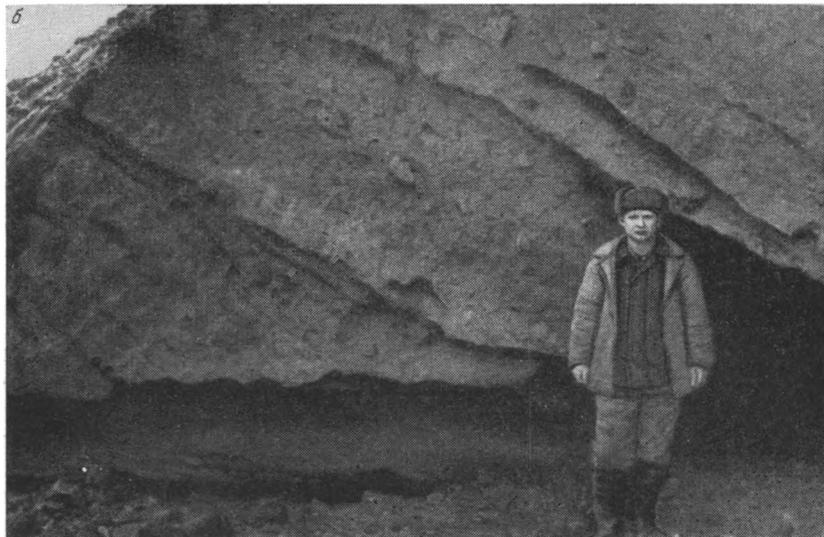
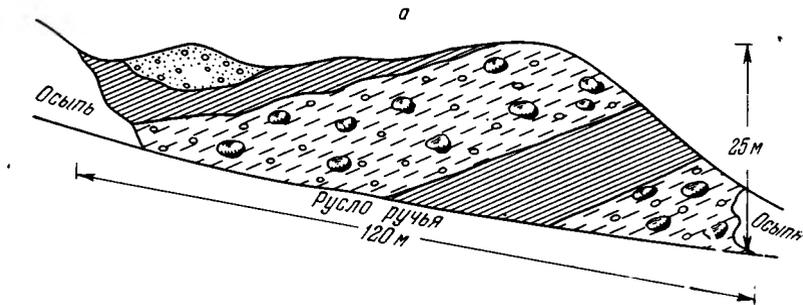


Рис. 38. Серия чешуй у окончания ледника Бертель (а) и общий вид строения одной из чешуй (б)

жения ледников по внутренним плоскостям сколов теперь уже отмечен буквально для всех ледников. В качестве одного из главных типов движения он описан С. А. Евтеевым в Восточной Антарктиде в области транспорта моренного материала (Евтеев, 1964).

На Шпицбергене следы движения ледников по внутренним плоскостям скола были отмечены давно (Slater, 1926; Gripp, Todtmann, 1927) на леднике Грен-фиорд. Аналогичные процессы зафиксированы польскими гляциологами на южной оконечности о-ва Западный Шпицберген (Jewtuchowicz, 1962; Schupryczyński, 1962), а также другими многочисленными исследователями архипелага.

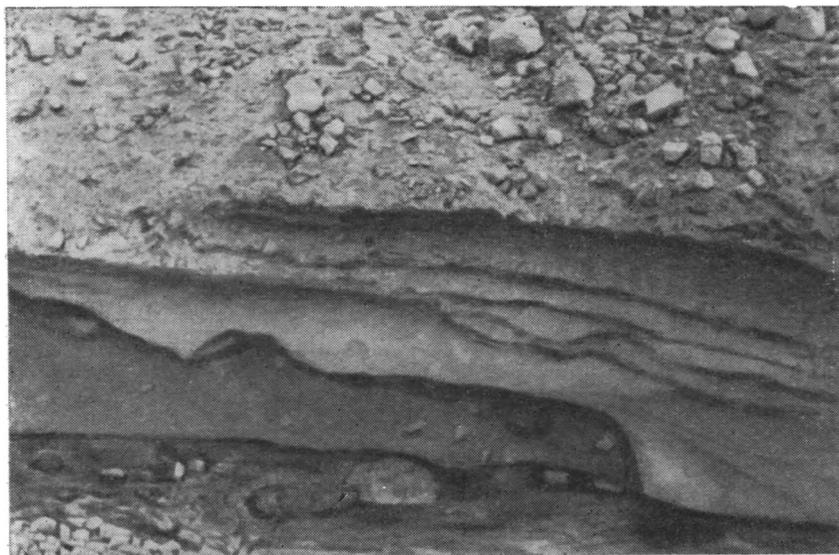


Рис. 39. Сближенные прослои компрессионно-режеляционного льда в основании чешуи

Нами следы движения ледников по внутренним плоскостям скола, выраженные в виде соответствующей серии надвигов, также неоднократно отмечались в концевых частях ледников и в зоне мертвых льдов. Особенно они были хорошо выражены на ледниках Бертель, Хэрби, Западный Ловер, Рагнар, где хорошо видно строение толщи мореносодержащего льда. Так, в правом борту ледникового ручья на леднике Бертель была четко видна чешуйчатая структура, образованная чередованием чешуй мореносодержащего и полосчатого льда. Угол падения линий надвига между чешуями колеблется в пределах от 30 до 40° (рис. 38 *a, б*). Вблизи линии надвига в чешуях мореносодержащих льдов обычно присутствуют прослои компрессионно-режеляционного льда, свидетельствующие о частичном плавлении по плоскости надвига при общем поступательном движении по внутренним линиям скола. Толщина этих прослоев достигает $0,5—0,8$ м. Иногда видно несколько таких сближенных прослоев, вероятно, указывающих на неоднократные движения по линиям надвигов (рис. 39).

В концевой части ледника Рагнар чешуйчатая структура образована надвинутыми друг на друга чешуями мореносодержащего льда и чешуями крупнокомковатого льда, непрозрачного, довольно рыхлого. Даже при легком ударе молотка лед рассыпается на комочки, достигающие в поперечнике $2—3$ см. В неглубоком маргинальном канале прибортовой части ледника можно было видеть,



Рис. 40. Крупнокомковатый лед

как в одних местах чешуи мореносодержащего льда надвинуты на комковатый лед, а в других — чешуи комковатого льда надвинуты на чешуи мореносодержащего льда. Вероятнее всего, судя по структурным исследованиям П. А. Шумского (1955), упомянутый комковатый лед (рис. 40) представляет собой ледяную брекчию, возникшую в результате интенсивного движения по надвигам. Чешуйчатая структура мореносодержащего льда достаточно хорошо сохраняется в ископаемом состоянии и довольно подробно описана многими исследователями.

На территории Северо-Германской низменности чешуйчатую структуру морен подробно описал в 1929 г. Рихтер (Richter, 1929). Этот исследователь отметил, что в восточной части низменности очень редко можно встретить ненарушенное залегание донных морен. В многочисленных разрезах у Шедина Рихтер отметил чешуйчато-надвиговое строение морен с падением слоев к средней части языка плейстоценового Одерского глетчера.

Более того, Рихтер присоединился к мнению Слэйтера о том, что так называемое нарушенное залегание и строение морен представляют собой не что иное, как нормальное залегание, свидетельствующее об ископаемой структуре ледника. Серия работ Слэйтера (Slater, 1925, 1926а, б, 1927а, б) вообще имеет исключительно важное значение для понимания динамики накопления морен. В этих работах автор (Slater, 1926а) впервые на основе достижений гляциологии того времени попытался объяснить структуру ледни-

ка. На основании детальных исследований он пришел к выводу, что часть их связана с давлением ледника на свое ложе, а часть — с включением в нижнюю часть ледника и переотложением глетчером. По мнению Слэйтера, первые нарушения отвечают начальным стадиям процесса нарушения и особенно часто возникают при наличии морфологического упора в ложе ледника. Нарушения второго типа свойственны более интенсивным подвижкам ледника и соответствуют его более поздней стадии.

В других работах Слэйтер описывает наблюдаемые им структурные нарушения в моренах северной Дании, Англии (вблизи Исвича), а также на о-ве Рюген (Slater, 1926a, 1927a, б), где среди различного типа дислокаций прекрасно развита чешуйчатая структура морены. Позднее дислокации о-ва Рюген были очень подробно описаны Рихтером (Richter, 1927).

Поскольку чешуйчато-надвиговая структура морен, пожалуй, наиболее изучена, мы не будем останавливаться на обзоре литературы по этому вопросу. Отметим только, что, к сожалению, в нашей советской геологической литературе этому вопросу уделяется сравнительно мало внимания. Возможно, это связано с тем, что долгое время ледниковые отложения в нашей стране в связи с развернувшимся геологическим картированием изучались в основном в стратиграфических целях. Поэтому на детальное изучение структур и текстур морен обращалось недостаточное внимание. Несмотря на это, можно все же указать ряд исследований советских геологов и географов, в которых проблема чешуйчато-надвигового строения морен в какой-то степени разбирается. В этом отношении можно сослаться на работу В. М. Василюскаса (1960), который в обнажениях долины среднего течения р. Неман в окрестностях городов Алитус и Друскининкай, а также у с. Мардасавас (р. Меркис, левый приток Немана) описал в морене чешуйчатые текстуры, напоминающие слоистость в современных ледниках. В результате проведенных исследований Василюскас пришел к выводу, что появление в обнажениях нескольких горизонтов морен может быть связано с одним оледенением.

Нами наблюдалось чешуйчатое строение морен на территории Польши сначала в тех же местах, где оно было впервые отмечено Рихтером (Richter, 1929), а затем и в пределах Центральной Польши. Особенно хорошо чешуйчато-надвиговые структуры изучены Ружицким в пределах Варшавской котловины в упоминавшихся уже выше разрезах Мохты и Вышегруд (рис. 41).

С. Ружицкий в докладе на Симпозиуме Комиссии INQUA по литологии и генезису континентальных четвертичных отложений в 1967 г. отметил следующие характерные особенности этих разрезов¹. Прежде всего валунные глины не образуют однородных

¹ Необходимо отметить, что проф. Ружицкий и его сотрудники на протяжении 20 лет ведут наблюдения за этими разрезами, которые все время

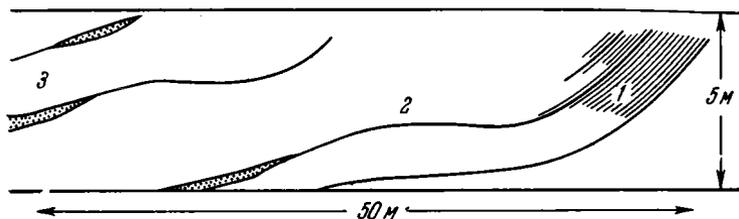


Рис. 41. Чешуи, надвинутые друг на друга в разрезе Вышегруд
1—3 — отдельные чешуи

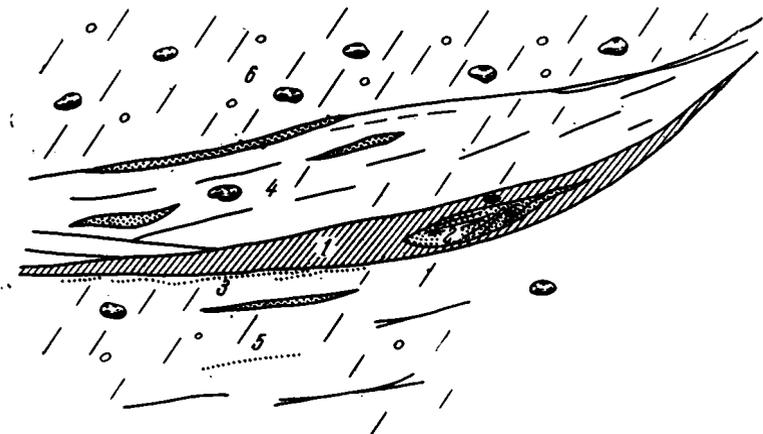


Рис. 42. Строение основания моренной чешуи в разрезе Вышегруд
(описание см. в тексте)

моренных пластов, а состоят из ряда слоев, разделенных ясно выраженными плоскостями отдельности, связанными с динамическими процессами ледника. В валунных глинах четко видна чешуйчатая структура, образованная чешуями, сложенными породами разного литологического состава. На линии надвигов можно иногда наблюдать признаки волочения, развальцовывания пород и т. д.

Общая геологическая ситуация залегания четвертичных отложений у Вышегруда описана Копшинской-Зандраской (Корсзуйска-Żandraska, 1964), а некоторые особенности строения морены — Рущинской (Ruszczyńska, 1961, 1964).

Во время пребывания в Польше осенью 1967 г. нам, благодаря любезности проф. С. Ружицкого, удалось посетить и осмотреть раз-

обновляются в результате эрозионной деятельности Вислы. В итоге собран уникальный материал, который, к сожалению, еще не полностью обработан.

резы Вышегруд и Мохты. Мы обратили внимание на следующие особенности разреза Вышегруд. Чешуи в морене сложены разнородным материалом и имеют различное строение. В качестве примера можно сослаться на строение одной из чешуй (рис. 42). В основании ее залегают темные брекчированные развальцованные миоценовые глины, максимальная мощность которых достигает 0,3 м (рис. 42, слой 1). Эти глины к обоим концам линзы выклиниваются. В одном месте в толще глины имелся вмятый валун. Внутри глины есть небольшая линза песка (слой 2), в которой наблюдаются очень мелкие текстуры сдвига, подчеркнутые полосками ожелезнения. Верхний конец линзы вытянут согласно общему направлению чешуи. Основная масса валунного суглинка, слагающего пачку основания чешуи (слой 4), имеет более темный цвет, чем вся морена в целом. В ней имеются очень тонкие линзочки песка, растянутые в направлении, примерно параллельном линии надвига. Примерно то же направление подчеркивается и отдельностью морены, за исключением основания чешуи, где наблюдается некоторое несогласие. Отдельность развивается по тонким полоскам ожелезнения, иногда опесчаненным, которые, по-видимому, отражают шпироподобную текстуру, характерную для мореносодержащего льда.

Наконец, следует отметить, что в кровле морены, подстилающей описанную чешую, наблюдаются очень тонкие прослойки песка (слой 3).

В отдельных участках разреза Вышегруд в моренной толще можно выделить несколько чешуй, надвинутых друг на друга (рис. 43). В основании чешуи (1) имеется очень тонкий прослой угля (слой а). На нем лежит прослой разнозернистого песка изменчивой мощности (слой б), выше которого залегают слои валунного суглинка (в и г). Интересен контакт слоя г с песком слоя б. Подошва моренного слоя г представляет собой гофрированную линию. При этом в песках слоя б отчетливо видны следы сжатия по направлению простирания линии надвига. В чешуях (2) и (3), сложенных валунными суглинками, хорошо видна прерывистая полосчатость, параллельная линии надвига (см. рис. 42).

Как правило, между чешуями встречаются линзы песка или песчано-галечного материала. Иногда песок уже высыпался, и тогда в стенках обнажений образуются полости.

Чешуйчатое строение морен наблюдалось нами и в других разрезах. Очень хорошо оно выражено в 20-метровой толще максимальной стадии среднепольского оледенения в г. Плоцке (рис. 44). Здесь в основании моренных чешуй также встречаются линзы, выполненные песками и глинами, которые в отдельных местах подчеркнуты пещерами.

Интересное строение линзы в основании чешуи морены наблюдалось нами в известном разрезе Стара Варка в низовьях р. Пилица (рис. 45, 46). Ленточные глины, слагающие часть этой линзы,

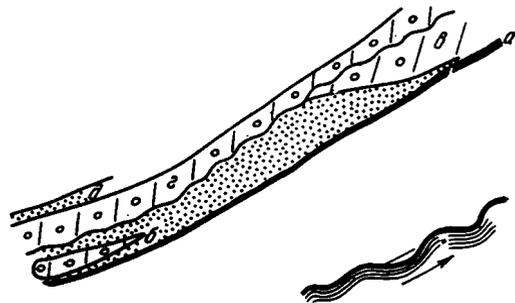


Рис. 43. Строение основания чешуи 1 (см. рис. 41) в толще морены, разрез Вышегруд (описание см. в тексте)

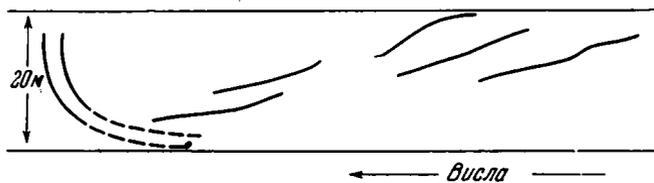


Рис. 44. Чешуйчатое строение морены в г. Плоцке

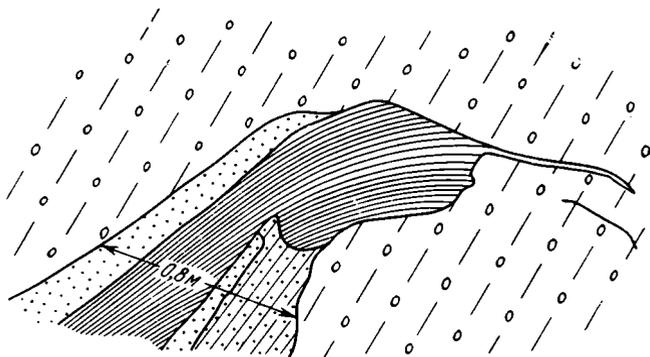


Рис. 45. Смятая линза ленточных глин в основании моренной чешуи в разрезе Стара Варка

оказались сильно раздробленными, а в песках была заметна почти вертикально ориентированная текстура.

Наконец, кратко остановимся на упоминавшемся уже разрезе Мохты. В отличие от других разрезов строение морены здесь осложнено не только прекрасно выраженной чешуйчатой структурой, но и мощными диапировыми структурами, как бы протыкающими моренную толщу. Диапировые структуры сложены темными миоценовыми глинами и влияют на ориентировку и направление моренных чешуй (рис. 47). В восточной части разреза, где ледниковое ложе сложено разнoзернистыми аллювиальными песками, диапировидные структуры отсутствуют. Здесь мы наблюдаем уже характерный для послойно-пластичного движения ледника контакт захвата подстилающих пород.

Таким образом, заканчивая рассмотрение гляциодинамических текстур скола, очень широко распространенных, необходимо подчеркнуть, что они характеризуют особый тип движения ледника — движение по внутренним линиям сколов.

Во многих местах гляциодинамические текстуры сколов оказывают существенное влияние на строение и общий облик донной морены. По-видимому, с движением льда по внутренним линиям сколов связаны образование и перенос ледниковых отторженцев.

В настоящее время можно считать уже выясненным, что в теле ледника или ледникового щита отмеченные текстуры могут возникать в различных зонах, что обусловлено различными факторами. Особенно большое развитие они получают в краевой зоне ледника, в зоне повышенной аккумуляции, где этот тип движения преобладает и обуславливает формирование насыпных морен.

Для того чтобы в полной мере оценить соотношение и значение движения по внутренним линиям скола и послойно-пластичного течения льда для накопления донных морен в динамически различных зонах, пока еще недостаточно данных. Можно лишь предположить, что при соответствующих условиях рельефа ледникового ложа в зоне аккумуляции донной морены в основании ее толщи можно встретить гляциодинамические текстуры послойно-пластичного течения, которые по разрезу могут смениться различными текстурами уплотнения и давления. При этом в толще морены с текстурами последних типов возможно появление гляциодинамических текстур скола.

В краевой зоне ледника (опять-таки не учитывая роль рельефа ледникового ложа) в строении донной морены может встретиться сложное неоднократное чередование по вертикали гляциодинамических текстур, характерных то для одного, то для другого типа движения ледника. Наконец, в области транспорта моренного материала (в зависимости от рельефа ледникового ложа) возможно частичное отложение морены в процессе послойно-пластичного течения льда, а вблизи очагов экзарации не исключено появление чешуйчатой текстуры, связанной с движениями по внутренним линиям скола.

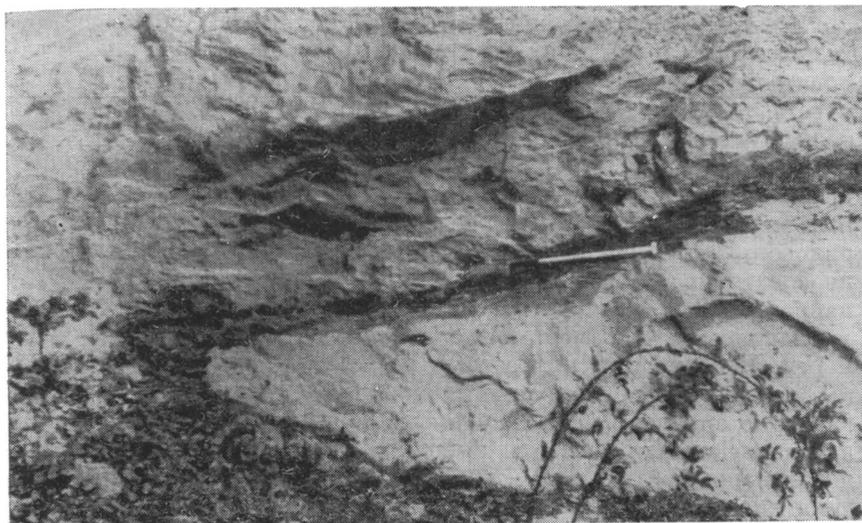


Рис. 46. Линза смятых ленточных глин в основании чешуи морены (разрез Стара Варка)

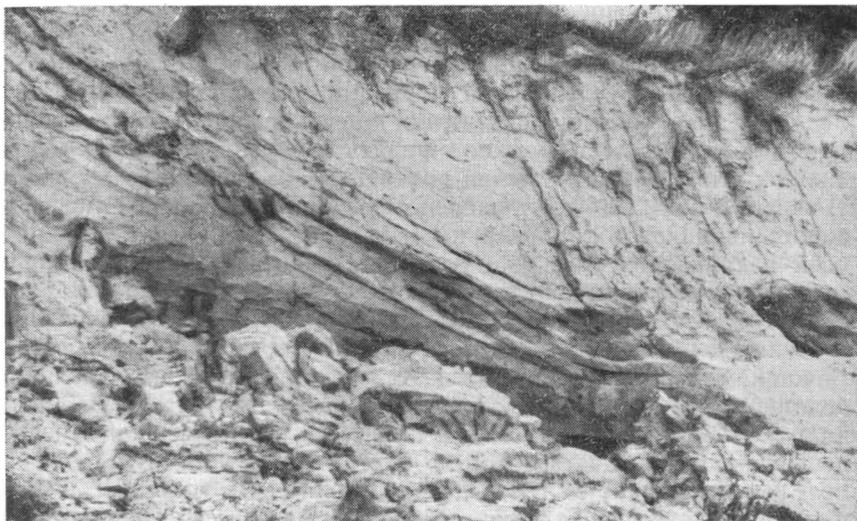


Рис. 47. Гляциодинамическая текстура скола в разрезе Мохты

Все эти предположения не учитывают в достаточной мере многих факторов, влияющих на динамику движения ледника, а следовательно, на отложение и строение донной морены. Если их учесть, то общая схема строения донной морены в деталях значительно усложнится.

Нам, кажется, что, несмотря на значительную гипотетичность последних предположений, изложенные особенности строения донных морен Шпицбергена и некоторые примеры из областей материкового плейстоценового оледенения убедительно показывают перспективность дальнейшего изучения донных морен в том же направлении.

Одновременно намечаются и некоторые другие пути изучения морен. В частности, интересные результаты для познания механизма накопления осадков под движущимся ледником может дать изучение ориентированных шлифов. В этом отношении уже проделана некоторая работа и выводы из нее как будто дают обнадеживающие результаты (Seifert, 1954). Применение этой методики значительно расширяет возможности изучения текстурных особенностей моренных отложений, поскольку оказывается возможным использовать материал многочисленных буровых скважин.

В заключение необходимо обратить внимание еще на один момент, имеющий методическое значение. Выше было показано довольно значительное распространение в моренах гляциодинамических текстур сколов. Несомненно, появление их может оказать влияние на изменение первоначальной ориентировки длинных осей валунов, обусловленной послойно-пластичным движением ледника. Еще большие искажения первоначальной ориентировки длинных осей валунов можно ожидать в моренных толщах, испытавших в процессе отложения различные складчатые деформации. В связи с этим получить надежные данные о направлении движения ледникового покрова по материалам измерения длинных осей валунов можно далеко не во всех частях моренной толщи.

Попытаемся подытожить особенности строения толщ донных морен. Впервые в русской геологической литературе особенности строения донных морен сформулировал П. Н. Крпоткин (1876). Важнейшими из них он считал: отсутствие сортировки и наличие ледниковой муки, степень измельчения обломочного материала, наличие на валунах ледниковой шлифовки и штриховки, в целом повышенная плотность. Помимо этого, Крпоткин отметил, что цвет морен зависит от состава пород ледникового ложа и внутри них могут встречаться линзы слоистого материала. В некоторых разрезах в строении морен четко выделяются две части: нижняя, более глинистая и верхняя, более скелетная с необработанным ледником щебнем. Накопление верхней толщи Крпоткин связывает с вытаиванием поверхностных и внутренних морен, а нижнюю толщу рассматривает как донную морену.

Сравнительно недавно на основе обобщения большого материала, как собственного, так и литературного, основные черты строения донных морен рассмотрел Р. Флинт (1963). Помимо уже указанных особенностей, подчеркнутых Кропоткиным, Флинт дополнительно отметил наличие в моренных толщах грубой горизонтальной сланцеватости, разнородности материала, слагающего их, динамическую уплотненность донных морен (Кропоткин отрицал ее), преимущественную ориентировку длинных осей валунов по направлению движения ледника, наличие руководящих валунов, а местами валунных мостовых, содержание в моренах отторженцев, морен напора и, наконец, трещиноватость моренных толщ, образующихся при постепенном высыхании.

Отмеченные специфические черты, присущие толщам донных морен, характеризуют их в основном как литогенетический тип осадков. В настоящее время к особенностям строения донных морен могут быть отнесены гляциодинамические текстуры, позволяющие в большей степени, чем это было возможно раньше, судить о механизме и динамике их отложения.

Надо заметить, что в целом характеристика донных морен как генетического типа четвертичных отложений остается все же недостаточно полной, так как мы совершенно не рассматривали всего ледникового парагенетического ряда. Это не являлось основной нашей целью, поскольку в настоящей работе мы сознательно ограничили себя изложением материалов по динамике и механизму накопления донных морен.

КОМПЛЕКС ОСАДКОВ ЗОНЫ МЕРТВЫХ ЛЬДОВ

Характерной чертой долинных ледников Шпицбергена, оканчивающихся на суше, является наличие зоны мертвых льдов. В этой зоне лед практически прекратил свое движение и пассивно тает.

Образование зоны мертвых льдов на современных ледниках Шпицбергена связано с процессом общей деградации оледенения и потепления Арктики. В результате на ледниках значительно увеличилась область абляции, поверхность их интенсивно снижается, и общий расход льда значительно превосходит приход твердых осадков в виде снега. В зависимости от экспозиции ледника, его величины, рельефа коренных пород под ледником и ряда других обстоятельств ширина зоны мертвых льдов может быть различна. Эти вопросы были в свое время подробно рассмотрены Альманом (Ahlmann, 1938) применительно к ледникам Исландии и Шпицбергена, а совсем недавно эти же проблемы рассмотрели применительно к Шпицбергену Климашевский (Klimaszewski, 1960) и Евтухович (Jewtuchowicz, 1966). Поэтому ниже мы перейдем непосредственно к изложению краткой характеристики формирующихся здесь отложений.

Морфологически зона мертвых льдов представляет собой чрезвычайно неровный мелкохолмистый рельеф, иногда даже мелкогрядовый, постепенно «затухающий» в дистальном направлении. Относительное превышение холмов может достигать вблизи ледника 20—30 м, иногда несколько больше, а по периферии зоны 3—4 м и даже меньше.

С поверхности зона мертвых льдов сложена плохо сортированным щебнисто-валунным материалом поверхностных срединных и боковых морен, а также отложениями талых ледниковых вод. Этот материал, перекрывая почти сплошь ледник в зоне мертвых льдов, образует маломощный термоизоляционный покров и предохраняет ледник от одновременного сплошного таяния. Процессы таяния в этом случае могут возникать лишь в наиболее благоприятных местах, в так называемых очагах таяния. Очаги таяния образуются в зоне мертвых льдов вследствие различных факторов, главные из которых — очаговое оползание, или сплывание, термоизоляционного покрова, процессы термокарста и эрозии. Они являются основными рельефообразующими факторами в зоне мертвых льдов. Благодаря им возникают очаговые нарушения в термоизоляционном покрове и происходит частичное обнажение и таяние льда. Один раз начавшись, этот процесс может практически идти до полного стаивания льда. Именно благодаря этому процессу и образуется упоминавшийся выше мелкохолмистый рельеф. Однако этот рельеф в условиях горно-долинного оледенения Шпицбергена существует довольно короткое время, в геологическом смысле является эфемерным явлением. Дело в том, что покров, перекрывающий холмы, имеет небольшую мощность. Всюду в центральной части холмов имеется ледяное ядро. Нередко прямо на глазах на склонах этих холмов происходит массовое сплывание материала, появляются обнажения льда, начинающего интенсивно таять. В результате у подножия таких холмов появляются труднопреодолимые грязевые болота, иногда соединяющиеся друг с другом в довольно большие грязевые массивы. В других случаях, при соответствующих благоприятных морфологических условиях, болота начинают течь вниз по уклону местности, превращаясь в «грязевые речки».

Наибольшую морфологическую выраженность мелкохолмистый рельеф получает обычно в средней части зоны мертвых льдов. Это вполне понятно, поскольку здесь процессы таяния мертвого льда и эрозия наиболее интенсивны. В периферической части зоны лед уже почти весь вытаял, и материал вследствие воздействия процессов эрозии и оплывания более или менее равномерно распределен по бывшему ледниковому ложу.

Описанные закономерности неоднократно наблюдались нами на ледниках Шпицбергена. Здесь только необходимо еще раз подчеркнуть большую скорость моделировки рельефа зоны мертвых льдов. Так, в ряде мест буквально на глазах происходило ополза-

ние вытаявших моренных блоков на более низкие уровни в днища брошенных маргинальных каналов, в свою очередь высланных отложениями ледниковых водных потоков. В этом случае в разрезах наблюдалось налегание моренных отложений на флювиогляциальные по оползневым контактам. Более того, эти смещенные моренные блоки при благоприятных обстоятельствах могут оказаться вновь захороненными под отложениями водных потоков.

Таким образом, в целом в рассматриваемой зоне может образоваться сложное взаимоотношение абляционных, основных морен и водно-ледниковых отложений.

Ледниковые реки, прорезающие поле мертвых льдов, способствуют его разрушению и ускоряют таяние. В результате в эрозионных подмывах обнажаются пласты мертвого льда. В связи с тем, что на их верхнюю обнаженную часть попадает больше тепла, наиболее усиленное таяние начинается именно в этой части. В результате находящийся на поверхности мертвого льда обломочный материал начинает скатываться вниз, и у подножия ледяного обрыва постепенно образуются небольшие по высоте насыпные грядки или валы. Аналогичная картина наблюдается нередко и у подножий обнаженных склонов холмов с ледяным ядром. Сравнительно недавно эти процессы подробно описал польский исследователь Евтухович (Jewtuchowicz, 1962, 1966), поэтому на них мы останавливаться не будем. Дополнительно отметим еще одно интересное явление, связанное с вытаяванием срединных морен, наблюдавшееся нами в зоне мертвого льда ледника Западный Ловер на п-ове Бреггер и в Грен-фиорде, вблизи ледника Альдегонда. Здесь наблюдалась целая серия мелких грядок, образующих микрорельеф типа пашни. Эти грядки упираются в ледник, на их продолжении на поверхности льда, как правило, имеются небольшие срединные морены. Л. С. Троицкий (1967) связывает появление отмеченного микрорельефа со структурой мореносодержащей толщи.

Однако, с нашей точки зрения, появление такого рельефа можно связать только с вытаяванием срединных морен и проекцией их материала на покров основной морены. На это указывает, во-первых, отсутствие какой-либо ледниковой обработки на обломочном материале, свойственном этим грядкам, а во-вторых, срединные морены являются их естественным продолжением.

Большая роль в зоне мертвых льдов принадлежит отложениям русловых потоков талых ледниковых вод, находящимся в зоне брошенных или действующих маргинальных каналов. Надо отметить прежде всего большую скорость этих потоков и соответственно способность их к значительной эрозии, а также то, что продольный профиль их резко ступенчатый и довольно крутой. Борты и днища маргинальных каналов, особенно в средней части поля мертвых льдов и в части, прилегающей к леднику, сложены льда-

ми различных типов. Это в значительной степени уменьшает шероховатость русла, способствует увеличению скорости течения. Поэтому значительное количество обломочного материала, даже довольно крупного, скатывающегося со склонов каналов в русло, выносится в периферическую часть зоны мертвых льдов и только здесь начинает отлагаться. Правда, небольшая часть материала, переносимого водными потоками, все-таки откладывается в эрозионных котлах.

В некоторых местах, в разрезах брошенных маргинальных каналов, нам удалось наблюдать строение выполняющих их осадков. Например, в зоне мертвого льда ледника Бертель вблизи рудника Пирамида отложения водных потоков образуют плащеобразный покров песчано-галечно-валунного материала. В песчаных линзах нередко можно наблюдать косую слоистость диагонального типа.

Интересное строение отложений брошенного маргинального канала наблюдалось нами у южного борта ледника Франклина. Здесь отложения, частично выстилающие маргинальный канал, лежат непосредственно на мертвом льду и представлены в основании достаточно хорошо промытым песком, а выше сильно заглиненным, несколько уплотненным валунно-галечным материалом. Интересно отметить, что в этих отложениях содержатся раковины морских моллюсков *Mya truncata* и *Saxicava arctica*. Наличие раковин, по-видимому, можно объяснить тем, что они попадают в водный поток, текущий в самой краевой части ледника, борт которого сложен морскими террасами. Более того, наблюдения за современными отложениями потоков в маргинальных каналах в этом же районе показывают, что в вершинных частях косовых отmelей здесь, несмотря на очень бурное течение, образуются скопления раковин тех же моллюсков без каких-либо значительных следов разрушения. Не исключено, что часть этих раковин переносится водным потоком во взвешенном состоянии.

Большая мутность воды в потоках в зоне мертвых льдов, очевидно, играет решающую роль в накоплении образований типа заглиненных галечников.

В одном месте, в долине Матисондален, отложения заглиненных галечников были встречены нами и более древнего возраста. Здесь, в правом борту долины, в основании 60-метровой морской террасы эти отложения сцементированы карбонатным цементом. Как правило, толща неслоиста, и лишь кое-где в ней обнаруживается некоторое подобие линзовидной слоистости.

Характерным элементом ландшафта зоны мертвых льдов ледников Шпицбергена являются озы и камы. Эти элементы рельефа неоднократно описывались различными исследователями Шпицбергена. В последнее время интересные данные были опубликованы Шупричинским (Szupryczyński, 1963а, 1966) и Евхутовичем (Jewtuchowicz, 1962). Наиболее четко выраженный камовый рельеф изучался нами вблизи ледника Гренбреен. Здесь, в краевой

области, создались благоприятные условия для образования озерного водоема, видимо, возникшего уже давно, о чем свидетельствуют древние озерные береговые линии. Днища спущенных озер располагались на различном уровне и позднее были расчленены талыми водами ледника. В результате здесь сформировался типичный эрозионно-камовый рельеф. Камы имеют плоские вершины и достигают высоты 4—10 м. В центральной части приледниковой зоны, по-видимому, там, где был наиболее интенсивный ток талых вод, холмы сложены песчано-галечным материалом. Наоборот, у северного борта ледника озерные отложения представлены толщей горизонтальнослоистых алевроитов, в которых намечается слоистость ленточного типа.

Вблизи ледника у некоторых одиночных камов сохранилось ледяное ядро, сложенное ледниковым льдом. Это не удивительно, поскольку практически осаждение озерных отложений на глетчерный лед происходит и сейчас. Это можно видеть у края прилегающего к леднику берега современного озера, который сложен уходящим под урез воды льдом. Ручьи, текущие с ледника, откладывают здесь довольно много обломочного материала.

Строение озоз подробно описано уже упоминавшимися польскими исследователями. Поэтому в настоящей работе мы ограничимся лишь краткой характеристикой этих образований. Нами озы и их строение наблюдались на многих ледниках — вблизи окончаний ледников и в прилегающей к леднику части зоны мертвых льдов. Например, вблизи ледника Рагнар имеются два оза. Высота их достигает 2 м, а протяженность 35—40 м. В поперечном профиле они трапециевидны. Сложены песчано-галечным материалом, который в верхней части становится преимущественно песчаным, с косою слоистостью диагонального типа. В середине гряд имеется ледяное ядро.

Несколько иной морфологический облик имеет оз в поле мертвого льда ледника Свенбреен (рис. 48). Здесь он представлен цепочкой конусообразных холмов высотой 5—8 м, протяженностью до 200 м; внутри холмов также имеется ледяное ядро. Крупные озы сложной конфигурации описаны Евтуховичем (Jewtuchowicz, 1962) вблизи ледников Гесхашнойра и Бунгебреен.

Образование озоз происходит и сейчас, особенно у окончаний пологих в продольном профиле ледников Шпицбергена. Это связано с общим снижением поверхности ледников, обусловленным процессом деградации оледенения. В этих условиях материал, переносимый водными потоками в ледяных руслах, на пологих окончаниях ледников начинает отлагаться. Позднее вследствие абляции и снижения общей поверхности ледника отложенный песчано-галечный материал, предохраняя от таяния погребенный под ним лед, образует морфологически выраженную гряду — оз.

В заключение отметим, что образование озоз, несомненно, возможно внутрiledниковыми потоками, которые текут в леднико-



Рис. 48. Оз вблизи ледника Свенбреен

вых гротах¹. Однако в этом случае отложения водного потока будут перекрыты покровом абляционной морены. Возможно даже, что морфологически оз будет выражен недостаточно четко.

Таким образом, характеризуя отложения, накапливающиеся в зоне мертвых льдов, необходимо отметить их сложное взаимоотношение друг с другом. Это соотношение бывает настолько сложным, что, по-видимому, эти образования можно выделять в комплекс отложений мертвых льдов. Как видно из изложенного выше, основными компонентами этого комплекса будут абляционные, срединные и боковые морены, интенсивно переработанные процессами оплывания и эрозии. Значительная роль принадлежит также флювиогляциальным и озерно-ледниковым осадкам.

В целом сложно построенный комплекс отложений мертвых льдов обычно залегает на доинной морене и имеет с ней естественную парагенетическую связь.

В данном разделе мы специально не коснулись еще одного элемента рельефа и соответственно слагающих его отложений — конечных морен. Поскольку их образование тесно связано с динамикой движения ледника, мы рассмотрели их выше. Надо отметить, что в некоторых случаях поле мертвых льдов на ледниках Шпицбергена с внешней стороны обрамлено конечными моренами.

¹ Так же, как и в первом случае, аккумуляция материала возможна только на пологих участках продольного профиля русла.

ОТЛОЖЕНИЯ ЗАНДРОВ

Отложения зандров на Шпицбергене сравнительно подробно описаны Ружицким (Różycki, 1957), Евтуховичем (Jewtuchowicz, 1962), Шупричинским (Szupryczyński, 1965a) и многими другими исследователями. В литературе существует довольно много описаний современных зандров и по другим областям современного оледенения. Особенно хорошо описаны зандры у ледников Исландии (Woldstedt, 1939), ледника Маляспина на Аляске (Tagg, 1908/09) и т. д. Имеются сводные работы по зандрам плейстоценового материкового оледенения (Jewtuchowicz, 1966; Микалаускас, 1966). Поэтому ниже мы остановимся только на некоторых главных особенностях строения зандров и дадим краткую характеристику процессов их накопления.

Необходимо прежде всего отметить, что многие исследователи выделяют на Шпицбергене два типа зандров — зандровые конусы и долинные зандры.

Зандровые конусы великолепно выражены у многих ледников, оканчивающихся на суше. Вершины зандровых конусов обычно входят во внешнюю часть зоны мертвых льдов. Зандровые конусы обычно имеют довольно крутой уклон, ощутимый на глаз. Например, зандровый конус ледника Бертель имеет уклон до 2° при длине около 1 км, а разница в высоте между его вершинной частью и подножием составляет около 30 м. С поверхности все зандровые конусы сложены, как правило, грубым валунно-галечниковым материалом в вершинной части, галечниковым и песчаным в средней и песчано-алевритовым в периферической части. Такое распределение на поверхности обломочного материала обусловлено динамикой водного потока, формирующего зандр.

Водные потоки на зандрах имеют ряд особенностей. Прежде всего их водный режим отличается большим непостоянством и зависит от интенсивности таяния ледника. В связи с этим расход их меняется буквально на глазах. Нередко во второй половине дня зандровые ручьи было очень трудно преодолеть: вода начинала заливать высокие сапоги, в то время как утром можно было их форсировать в ботинках. Следующей особенностью водных потоков на зандровых конусах является их большая мутность. В зоне мертвого льда в водные потоки попадает такое количество наносов, что вода в них по цвету напоминает кофе с молоком¹. Одновременно несетя и много крупного обломочного материала в виде валунов и гальки. Во время максимальных расходов нередко можно слышать шум перекатывающихся крупных валунов. Крутой продольный профиль зандрового конуса, соответствующие расходы воды обеспечивают достаточно высокую скорость водного потока, особенно в вершинной части конуса. Все это обуславливает своеобразную динамику накопления зандровых конусов.

¹ Вода ручьев, текущих по леднику, поражает своей чистотой.

В вершинной части задрового конуса, где скорости течения максимальны, обычно имеются два-три потока. Здесь откладывается только наиболее крупный материал. Аккумуляция его обусловлена несколькими факторами. Во-первых, по сравнению с зоной мертвых льдов скорость течения водного потока здесь уменьшается. Во-вторых, при увеличении расхода происходит подъем уровня воды и даже временами создается впечатление, что поток течет выше уровня берегов. В результате больших расходов и частичных закупорок русла водный поток нередко выходит из берегов и меняет свое русло. В-третьих, несмотря на значительные изменения расходов воды, даже при минимальных из них, в вершинной части задрового конуса скорости течения всегда остаются достаточно значительными и почти весь алевритовый и песчаный материал выносятся дальше (рис. 49, 50).

В средней части задрового конуса имеется много мелких и нешироких русел, как занятых водными потоками, так и сухих. Скорости течения здесь снижаются, и в этой части происходит аккумуляция галечно-песчаного материала. Однако и здесь довольно часто потоки меняют свои русла, что опять-таки связано с изменениями расходов воды и большим количеством отлагающихся наносов. Наконец, в периферической части задрового конуса, где скорости течения невелики, происходит осаждение мелкого песчано-алевритового материала.

Выделенные зоны осадконакопления на задровом конусе более или менее постоянны, поскольку их формирование тесно связано с таянием ледника. При низких суточных или сезонных температурах водные потоки на задрах имеют небольшие расходы, меньшую скорость течения, незначительную мутность, и в результате в вершинной и средней частях задрового конуса практически не происходит осаждения алевритового материала. Смещение выделенных зон можно ожидать лишь при увеличении площади зоны мертвых льдов.

Поскольку задровые конусы имеют специфическое фациальное строение, отличное от тех закономерностей, которые свойственны, например, аллювию, их, возможно, следует выделять в самостоятельный генетический тип континентальных отложений — задровые отложения.

Н. Микалаускас (1966) при описании задровых отложений юго-восточной Литвы выделил вслед за Евтуховичем несколько седиментационных фаз, среди которых обращает внимание наличие так называемой оплыневой фазы. Отложения ее, по мнению Микалаускаса, «...связаны с деятельностью потоков талых вод, перегруженных наносами и поэтому превратившихся у подножия тающего ледника в грязевые оплывины». (1966, стр. 6). По нашим наблюдениям, подобные отложения относятся еще к зоне мертвых льдов и формируются за счет оплывин, возникающих на поверхности льда. Поэтому относить их к задровым отложениям вряд ли целесообразно.



Рис. 49. Зандровый конус при расходах воды, близких к минимальным



Рис. 50. Зандровый конус при максимальных расходах воды



Рис. 51. Общий вид днища долины Мимердален, занятой потоком талых ледниковых вод

Теперь несколько слов о долинных зандрах. Некоторые исследователи Шпицбергена к долинным зандрам относят практически все речные долины, водные потоки которых получают питание за счет талых вод ледников. Нами был осмотрен ряд таких крупных долин в окрестностях пос. Пирамида (Мимердален, Матисондален и др.), пос. Баренцбург (Грендален и др.), а также ряд долин в Ван-Кёлен-фиорде, Ван-Мейен-фиорде и на п-ове Бреггер. Были произведены аэровизуальные наблюдения за многими долинами во время полетов на вертолетах.

В результате проведенных наблюдений выяснилось, что все долины имеют широкое плоское днище, выстланное в основном песчано-галечным материалом (рис. 51), которое занято различными по величине рукавами, разделенными островками. Помимо этого, в днищах долин имеется множество сухих русел различной ширины (обычно до 2—4 м), углубленных на 20—50 см. Эти сухие русла во время интенсивного таяния льда также частично заполняются водой.

Характерной чертой водных потоков, занимающих днища долин, является довольно большое количество несомых наносов при максимальных расходах. Фуркация бывает настолько сильно развита и русла (глубина их сравнительно невелика — на большинстве рек обычно не превышает 1 м) внешне так одинаковы, что не всегда возможно выделить какое-то основное или главное русло.

Поэтому все обширное днище долин, занятое описанными потоками, мы рассматриваем как единое русло. Реки Шпицбергена, обычно достигающие 8—10 км длины, реже 20 км и только в одном случае свыше 50 км (р. Рейндален), имеют крайне широкие русла. Ширина их нередко превышает 500 м, а у таких рек, как Мимердален, Адвентдален, Рейндален, составляет 1—2 км. Это весьма необычно. Многие крупные реки, например Русской равнины, имеют такой же ширины русло, но длина их составляет многие сотни километров.

Следующей характерной чертой рек Шпицбергена является резкое непостоянство гидрологического режима. Расход воды в них, мутность и вообще количество переносимых наносов (несмотря на то, что значительное их количество откладывается на задровых конусах) подчинены режиму таяния ледников: чем интенсивнее таяние, тем больше расход воды и больше переносимых наносов.

В летнее время при благоприятных погодных условиях можно наблюдать, как по мере усиления таяния ледников в днище долин появляется все больше и больше действующих русел. При замедлении таяния в один и тот же день можно видеть, как водные потоки собираются в ограниченное число русел. В связи с таким гидрологическим режимом большая часть взвешенных наносов проносится и откладывается уже в море, образуя крупные дельты в фиордах. Особенно хорошо они выражены у таких рек, как Мимердален, Рейндален, в куте бухты Петунья, куда впадает несколько рек, и в других местах. В целом здесь получается картина, аналогичная описанной выше для задровых конусов. Действительно, имея крутые продольные профили, водные потоки речных долин Шпицбергена несут основную массу взвешенных наносов во время наиболее интенсивного таяния ледников, когда резко повышаются их расходы. Скорости течения в это время значительны и большая часть взвешенных наносов выносится в конечную область седиментации — в море, а не отлагается в пределах долин. При уменьшении таяния ледников и при соответствующем снижении скоростей течения в водных потоках содержится очень ограниченное количество взвешенных наносов.

В результате отложения днищ речных долин Шпицбергена в верхних и средних частях отличаются сравнительно небольшой заиленностью, несмотря на большое количество переносимых взвешенных наносов. Это является еще одной особенностью геологической деятельности местных рек, т. е. в них наблюдается резко выраженная продольная дифференциация гранулометрического состава осадков при почти полном отсутствии ее в поперечном профиле¹.

¹ Конечно, какая-то небольшая часть взвешенных осадков откладывается в брошенных руслах и образует корочки на валунах, но обычно покров их

В долинах рек Шпицбергена практически полностью отсутствуют отложения пойменного и старичного аллювия и его аналогов. Можно совершенно определенно считать, что осадки, формирующиеся в долинах рек, нацело представлены песчано-галечными образованиями мелких русел. Наблюдения за строением этих осадков показали, что в песках нередко можно наблюдать косую слоистость диагонального типа; в галечниках какой-либо слоистости не отмечено. Интересно также то, что в осадках речных долин практически отсутствует характерное для аллювия закономерное утонение гранулометрического состава снизу вверх.

Таким образом, мы постарались дать краткую характеристику процессов осадконакопления, происходящих в наиболее крупных речных долинах Шпицбергена. Теперь несколько слов о направленности этого процесса. В результате непрерывного приноса в долины талыми ледниковыми водами наносов и продолжающейся деградации оледенения, которая способствует увеличению площади мертвых льдов — основного источника твердого стока современных рек, во многих крупных речных долинах происходит наращивание мощности осадков по констративному типу аккумуляции. С другой стороны, можно ожидать, что при общем похолодании климата площадь абляции на леднике и величина зоны мертвых льдов уменьшаются. Соответственно уменьшаются таяние, расходы воды в реках и количество переносимых ими наносов. В этих условиях теоретически можно себе представить, что после некоторого стабильного положения может начаться даже врезание рек.

НАРУШЕНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЛЕДНИКОВОГО ЛОЖА, СВЯЗАННЫЕ С ДВИЖЕНИЕМ ЛЕДНИКА

Нарушения, возникающие в отложениях ледникового ложа или в неледниковых осадках вблизи края ледника, называют обычно гляциодислокациями.

Надо отметить, что на Шпицбергене условия для возникновения нарушений в породах, подстилающих ледник или находящихся вблизи краевых частей ледников, неблагоприятны, поскольку здесь в основном распространены дочетвертичные довольно прочные породы, в которых динамическое воздействие ледников не находит существенного отражения. Только в некоторых случаях, когда ледники оканчиваются среди поля распространения неледниковых четвертичных отложений, можно наблюдать гляциодислокации. Классическим примером может служить смятая в складки толща морских отложений, распространенная в куте Грен-Фьорда вблизи одноименного ледника (рис. 52). В данном месте на

настолько тонок, что при описании общих закономерностей осадконакопления в речных долинах Шпицбергена этим можно пренебречь.

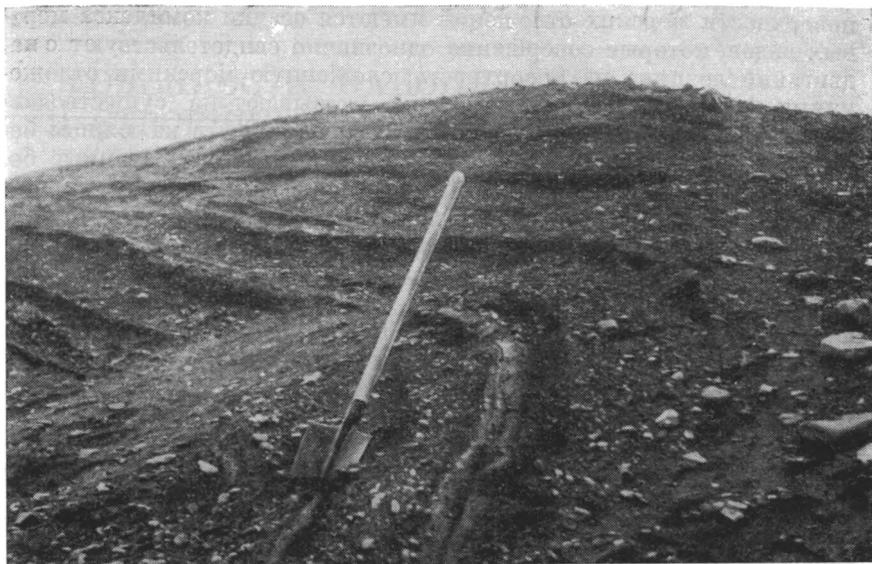


Рис. 52. Гляциодислокации в толще морских отложений вершинной части Грен-фиорда

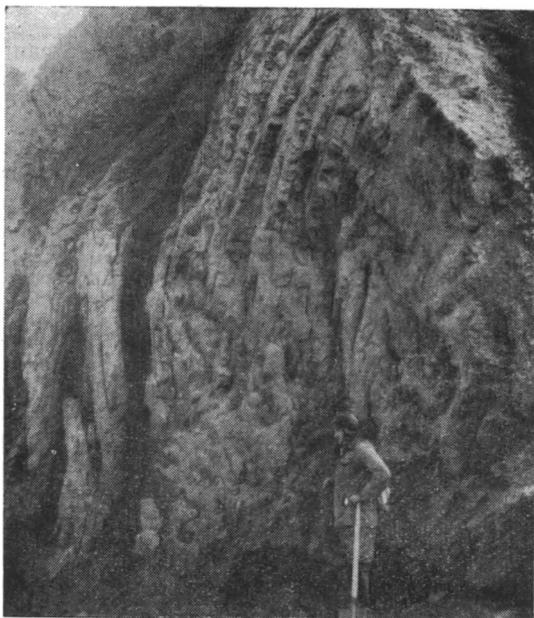


Рис. 53. Гляциодислокации на южном побережье Ван-Мейен-фиорда

поверхности морских отложений имеются осадки комплекса мертвых льдов, которые совершенно однозначно свидетельствуют о на движении ледника на поверхность, сложенную морскими отложениями. Направления складок также указывают на существовавшее давление со стороны ледника. В другом месте на южном берегу Ван-Мейен-фиорда нами наблюдались деформированные более поздними подвижками ледников отложения подводной морены плейстоценового возраста (рис. 53). Пожалуй, эти два пункта единственные, где удалось наблюдать четко выраженные гляциодислокации. В других местах в краевых частях ледников, лежащих даже на четвертичных отложениях, никаких нарушений в подстилающих их осадках отмечено не было (ледник Норденшельда). Возможно, это связано с тем, что гляциодислокации образуются только в местах активного воздействия ледников на свое ложе.

Надо отметить, что явления нарушений в отложениях ледникового ложа, связанные с активным движением ледника и особенно ледниковых щитов, широко известны и описаны в литературе. В Англии они были описаны Слэйтером (Slater, 1926a), который связывал их с активным движением мощного ледника по непрочным подстилающим породам. Позднее аналогичные формы были описаны им на о-ве Рюген и в Нидерландах.

На территории Северной Америки гляциодислокации описаны в многочисленных работах американских исследователей, частично обобщенных Р. Флинтом (1963).

На территории ГДР сведения о гляциодислокациях суммированы в работах Шульца (Schulz, 1965) и Вайзе (Weisse, 1965).

ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ И СТРОЕНИЯ ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ФИОРДОВОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Проблема разграничения ледниковых (донная морена) и ледниково-морских отложений очень сложна. Работы, проведенные за последние 15 лет в северной половине Западной Сибири, на Чукотке, в Большеземельской тундре, выявили широкое распространение достаточно мощных толщ валунных суглинков, которым свойственны признаки как ледникового, так и морского типа осадконакопления. В литературе идут оживленные дискуссии об основных критериях и признаках, позволяющих безошибочно различать ледниковые и ледниково-морские отложения. В связи с этим мы полагаем, что наши исследования особенностей строения и накопления ледниково-морских отложений в условиях фиордового побережья Шпицбергена хотя и представляют собой частный случай, могут заинтересовать советского читателя. Однако прежде чем перейти к рассмотрению этих материалов, мы хотя бы в кратком виде попытаемся изложить современную точку зрения на распространение и выделение ледниково-морских отложений.

ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время в геологии утвердились представления о широком распространении ледниково-морских отложений. Фактически это уже не вызывает ни у кого никаких сомнений. Д. В. Наливкин (1956) счел возможным выделить даже серию ледниково-морских отложений и отметил широкое распространение этих осадков в Арктике и Антарктике. Он отметил, что ледники, спускаясь в море, приносят с собой большое количество моренного материала. «В результате на значительной площади образуются своеобразные отложения, обладающие признаками и морских, и ледниковых отложений» (Наливкин, 1956, стр. 284).

Конечно, классическим примером современного ледникового накопления ледниково-морских отложений является Антарктида, где широко распространены шельфовые льды. В одной из последних сводок В. Х. Буйницкого (1963), обобщившего советские и зарубежные материалы по шельфовым льдам Антарктиды, приведены данные о протяженности фронта, площади, средней толщине и объеме шельфовых льдов (табл. 2), составляющих материал для накопления интересующих нас отложений.

Таблица 2

Протяженность фронта, площадь, средняя толщина и объем шельфовых льдов Антарктиды
(по В. Х. Буйницкому)

Область	Длина береговой черты, км	Протяженность фронта, км	Площадь, тыс. км ²	Средняя толщина, м	Объем, тыс. км ³
Атлантико-Тихоокеанский сектор	17 350	10 860	1448	440	641
Индо-Тихоокеанский сектор	10 450	2 800	117	275	32
Вся Антарктида	27 800	13 660	1565	430	673

Типы морских отложений, связанных с деятельностью льдов, сравнительно недавно описал А. П. Лисицин (1958, 1961), выделив среди них морские ледовые и морские айсберговые отложения.

Для наших целей наибольший интерес представляет характеристика айсберговых отложений Антарктиды, данная А. П. Лисициным (1961).

Этот исследователь отмечает, что айсберговые осадки образуют у побережья Антарктиды пояс шириной от 300 до 1200 км и что среди айсберговых отложений Антарктиды встречается только остроугольный неокатанный каменный материал, для которого характерны широкий гранулометрический спектр и небольшой коэффициент сортировки. Отличительной особенностью обломочного материала айсберговых осадков в антарктических водах является, по А. П. Лисицину, отсутствие какой-либо ледниковой обработки. В противоположность этому в других морях (Берингово море) на валунах довольно часто встречается штриховка ледникового типа.

Интересную сводку по ледниково-морским отложениям опубликовали Кэри и Ахмад (Carey, Ahmad, 1961), которые рассматривают этот тип седиментации на примере современных шельфовых

ледников Антарктиды, сопровождая изложение ссылками на аналогичные образования, известные в древних дочетвертичных формациях. Кэри и Ахмад пришли к выводу, что существуют различные типы шельфовых ледников и ледниково-морских осадков.

Кэри и Ахмад выделили следующие важнейшие зоны накопления осадков шельфовых ледников: зона накопления континентальной морены ниже уровня моря — ледник находится на мелководье, как бы вытесняя воду (зона грунтового шельфа); зона шельфового ледника, находящегося на плаву (зона плавучего шельфа); внутренняя айсберговая зона — от ледникового барьера до границы зимнего пакового льда; внешняя айсберговая зона — от зимней границы пакового льда до внешней границы распространения айсбергов.

К сожалению, авторы почти совершенно не останавливаются на типе осадконакопления в зоне плавучего шельфа. Очень интересны, хотя и во многом дискуссионны, рассуждения их о ледниково-морском типе осадконакопления в дочетвертичное время, но это должно явиться предметом специального рассмотрения и в настоящей работе этих проблем мы касаться не будем.

В северном полушарии многочисленными исследователями отмечено широкое распространение современных ледниково-морских отложений вблизи побережий Гренландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Новосибирских островов.

В ископаемом состоянии большое поле плейстоценовых ледниково-морских отложений отмечено Г. У. Менардом (1966) в северной части Тихого океана.

Сравнительно недавно подробная характеристика поздневисконсинских ледниково-морских отложений в низовьях р. Фрезер (Канада, Британская Колумбия) была представлена Армстронгом и Брауном (Armstrong, Brown, 1954). Среди четвертичных отложений этого региона, вслед за Джонстоном (Johnston, 1923), Армстронг и Браун выделили толщу валунных глин, достигающих местами 50 футов мощности, для которых характерно сочетание мореноподобного облика и большого количества фауны морских моллюсков хорошей сохранности. Отличительные черты толщи валунных суглинков следующие:

1. Меньшие по сравнению с моренами уплотненность и содержание обломочного материала, хотя валунный материал встречается по всей толще. На валунах встречается штриховка ледникового типа. В целом в валунных глинах этого типа содержится большое количество валунного материала.

2. Переслаивание с морскими осадками нормального типа. Отсутствует какая-либо макрослоистость. Лишь тщательные исследования выявили в отдельных местах неясную прерывистую слоистость. В толще имеются нарушения, рассматриваемые авторами как подводноползневые. Комплекс морской фауны, свойственный

этим валунным глинам, современный; он распространен сейчас примерно в 900 милях севернее изученного района ¹.

Армстронг и Браун отмечают, что описанные отложения многими исследователями картировались как континентальная морена. При этом не обращалось должного внимания на тесную связь этих образований с нормальными морскими осадками, частое их залегание на типичных моренах и большое содержание морской фауны хорошей сохранности.

Впервые для объяснения механизма накопления этих осадков шельфово-ледниковая теория была предложена Джонстоном (Johnston, 1923). Армстронг и Браун развивают эти представления и на основании своих исследований приходят к выводу, что в низовьях р. Фрезер ледниково-морские осадки накапливаются под воздействием трех основных факторов: шельфовых ледников, айсбергов и морского льда. К сожалению, авторы этим и ограничивают свои рассуждения и не дают четкого фациального подразделения описанных отложений, хотя в тексте работы нередко отмечаются ледниково-морские осадки несколько разного литологического облика. Так, для зоны дна моря под плавающим ледником отмечается, что выпадающий здесь из ледника материал хотя и должен иметь мореноподобный облик, но отличается меньшей плотностью и присутствием морской фауны. С другой стороны, Армстронг и Браун соглашаются с Миллером (Miller, 1953) в том, что для айсберговых осадков должно быть характерно распределение обломочного материала в виде «гроздьев».

В последние годы в литературе особенно оживленно дискутируется вопрос о генезисе ряда толщ валунных суглинков, широко распространенных в Западной Сибири и на северо-востоке Европейской части СССР. По мнению ряда исследователей этих районов, валунные суглинки имеют ледниково-морское происхождение, другие ученые продолжают отстаивать точку зрения о ледниковом генезисе этих суглинков. Сторонником ледниково-морского генезиса валунных суглинков так называемого тазовско-санчуговского горизонта Приенисейской части Западной Сибири является и автор настоящей работы.

Развернувшаяся дискуссия не окончена и сейчас. Это вполне понятно, так как до сих пор, несмотря на огромное количество работ, не проведено, если так можно выразиться, монографического изучения валунных суглинков. В связи с этим до настоящего времени отсутствуют систематически собранные данные, которые позволили бы провести их фациальное подразделение и осветить динамику накопления. Аналогичное положение сложилось и на се-

¹ К сожалению, авторы приводят только общий список фауны морских моллюсков, собранных во всех толщах четвертичных отложений этого региона.

веро-востоке Европейской части СССР в пределах Большеземельской тундры.

Отсутствие критериев, которые позволили бы различать моренные и ледниково-морские отложения, крайне затрудняет работу геологов-съемщиков и превратилось в настоящее время в серьезную проблему не только теоретического, но и практического значения. Именно поэтому мы полагаем, что данные исследований по строению и динамике накопления молодых ледниково-морских отложений Шпицбергена могут представлять интерес как сравнительный материал.

ДИНАМИКА ОТСТУПАНИЯ НЕКОТОРЫХ ЛЕДНИКОВ ШПИЦБЕРГЕНА, СПУСКАЮЩИХСЯ В МОРЕ

Присутствие ледниково-морских отложений на о-ве Западный Шпицберген в разрезах морских террас впервые установлено советскими исследователями Д. В. Семевским и Е. П. Шкатовым (1965б), которые обратили внимание на их чисто внешнее литоло-



Рис. 54. Ледник Норденшельда, спускающийся в воды бухты Адольфа

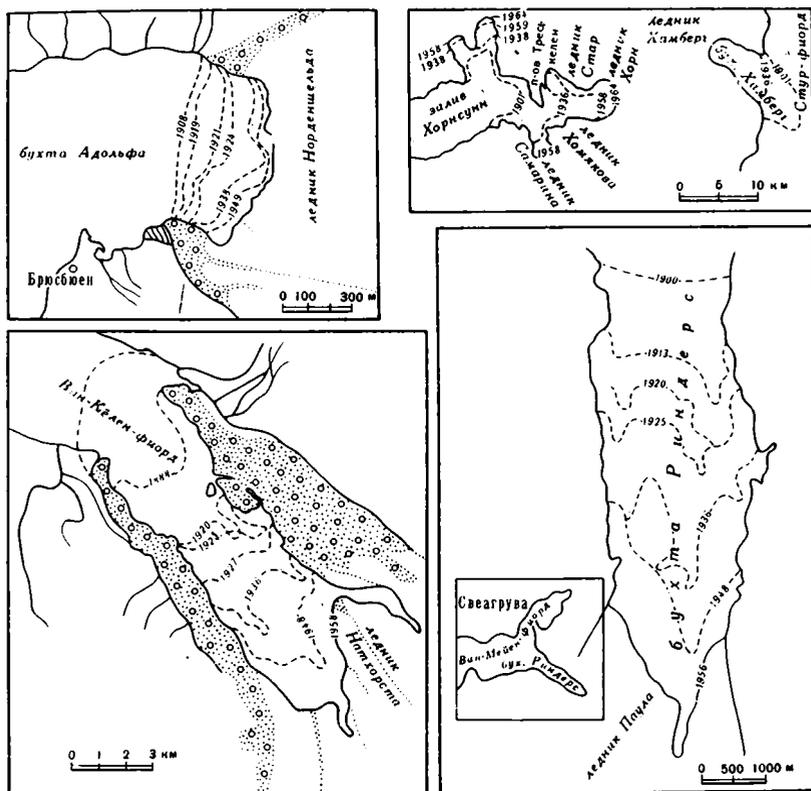


Рис. 55. Отступление различных ледников Шпицбергена в недалеком прошлом (по Харланду, Семевскому, Шкатуно и др.)

гическое сходство с санчуговскими отложениями севера Западной Сибири.

Формирование ледниково-морских отложений происходит на Шпицбергене и в настоящее время, поскольку многие крупные долинные ледники спускаются непосредственно в море и их окончания находятся на плаву (рис. 54). Достаточно при этом сослаться на такие крупные ледники, как ледник Норденшельда в Билле-фиорде, Натхорста в Ван-Кёлен-фиорде, Пост в Темпель-фиорде, Хорн в заливе Хорнсунн и ряд других.

В недалеком историческом прошлом, когда ледники продвигались значительно дальше в глубь фиордов, это явление было распространено еще шире, о чем свидетельствуют данные зарубежных и советских исследователей. Например, распространение ледника Норденшельда в недалеком прошлом и скорость его отступления достаточно хорошо иллюстрируются рис. 55 и табл. 3.

Величина и скорость отступления ледника Норденшельда с 1893 по 1963 г.
(по данным Харланда, Д. В. Семёвского и Е. П. Шкатова)

Год съёмки	Промежуток между наблюдениями, годы	Величина отступления, м	Скорость отступления, м/год	Исследователь или организация
1898	—	—	—	Де Геер
1919	21	45,72	2,18	Т. Матиссен
1921	2	68,58	34,29	»
1924	3	45,72	15,24	Картографическая служба Норвегии
1936	12	137,16	11,43	Б. Лунке
1938	2	91,44	45,72	Кембриджский университет
1949	11	22,86	2,08	»
1963	14	186	13,28	Институт геологии Арктики (СССР)

Еще более значительные отступления отмечены для ледника Хорнбреев, оканчивающегося в заливе Хорнсуни. Этот ледник за период с 1901 по 1964 г. отступил примерно на 11 км. Интересны также данные норвежских исследователей по динамике отступления ледника Паула, оканчивающегося в настоящее время на суше, а сравнительно недавно перекрывавшего большую часть бухты Риндерс Ван-Мейен-фиорда. Значительные изменения пре-терпел и ледник Натхорста.

Аналогичное положение, судя по комплексу имеющихся в нашем распоряжении данных, неоднократно складывалось на Шпицбергене как в голоцене, так и в плейстоцене. Поэтому в разрезах террас или морских толщ, развитых в вершинах некоторых фиордов, можно видеть строение морских осадков, накапливающихся в условиях влияния ледников, спускавшихся в фиорды. Наиболее детально ледниково-морские осадки изучались нами на о-ве Западный Шпицберген в Ван-Мейен-фиорде, Ван-Кёлен-фиорде, Билле-фиорде, Грен-фиорде, бухте Энгельса, а также в ряде других мест.

Изучение таких образований показало, что в условиях Шпицбергена среди них с большой уверенностью можно выделить различные типы осадков, отличающиеся один от другого особенностями литологического состава, текстурами, типом напластования, а также до известной степени фаунистической характеристикой. На основании их соотношений в фиорде, в который спускается ледник, можно выделить зоны осадконакопления, которым соответствуют различные фации. Строение осадков, накапливающихся в той или иной зоне, зависит от многих факторов и прежде всего

от динамики ледника, расположения данной зоны осадконакопления по отношению к глетчеру, от глубины фиорда, удаленности от берега и т. д. Учитывая весь комплекс факторов, влияющих на строение ледниково-морских отложений, мы попытаемся дать их характеристику по различным зонам осадконакопления. При этом мы последовательно рассмотрим два типичных случая, а именно: ледниково-морские отложения, накапливающиеся в осевой части фиорда, и ледниково-морские отложения, образующиеся в условиях аккумулятивного берега.

ОСНОВНЫЕ ЗОНЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОСЕВОЙ ЧАСТИ ФИОРДОВ

Наблюдения за ледниками, спускающимися в фиорды, показывают, что в осевой части последних можно выделить три зоны осадконакопления. Первая из них располагается непосредственно под находящимся на плаву ледником в самой вершинной части фиорда. Она характеризуется тем, что в ее пределах, с одной стороны, осаждается очень большое количество грубообломочного и мелкозернистого материала, вытравивающего непосредственно из нижних, обогащенных мореной частей ледника, а с другой стороны, практически отсутствует какая-либо волновая деятельность, способная привести к сортировке образующегося осадка. В то же время здесь практически невозможно и разделение гранулометрических фракций в ходе осаднения. Этому мешает постепенность вытравивания материала с нижней поверхности плавающего ледника, приводящая к непрерывному и одновременному поступлению частиц самой различной размерности, которые затем столь же непрерывно и одновременно садятся на дно. В итоге возникает совершенно несортированный осадок, обладающий той же степенью гранулометрической неоднородности, что и исходная донная морена. Его мы будем называть подводной мореной, а зону его накопления — зоной накопления подводной морены¹.

Наряду с отсутствием сортировки для подводных морен, в нашем понимании, весьма характерно присутствие валунов с ледниковой обработкой, вытаявших из нижней части ледника. Наоборот, присутствие грубообломочного материала, не обработанного ледником, для них менее характерно, поскольку материал поверх-

¹ А. П. Лисицин (1958), как было указано, под термином «подводная морена» подразумевает обычную субаэральную морену, которая оказалась на дне моря в связи с последующей трансгрессией или погружением берега. Мы считаем такое употребление термина неправильным, так как в этом случае речь идет не об осадке подводного происхождения, а о вторично затопленной континентальной донной морене.

ностных морен в рассматриваемой зоне осадконакопления на дно практически не поступает.

Вторая зона осадконакопления располагается в относительно глубоководной центральной части фьорда, свободной от ледникового языка. Для этой зоны характерны значительные глубины — от 100 до 200 м, а иногда даже 350 м (Конгс-фьорд). Помимо чисто морского типа накопления осадков, для этой части фьорда характерен разнос крупнообломочного материала айсбергами, в которых, как правило, последний содержится в большем или меньшем количестве во вмерзшем состоянии. По мере таяния айсбергов обломки коренных пород, валуны и мелкозем, содержащиеся в них, постепенно падают на дно фьорда. Это зона накопления айсберговых ледниково-морских отложений.

Отличительной особенностью обломочного материала, содержащегося в осадках зоны накопления айсберговых ледниково-морских отложений, является, очевидно, наличие валунов, как обработанных ледником (остатки невытаявшей основной морены), так и совершенно лишенных ледниковой обработки (материал из срединных и поверхностных морен). Каково в действительности соотношение обломочного материала этих двух типов в айсберговых ледниково-морских отложениях, в настоящее время сказать трудно, поскольку специальных исследований в этом направлении не проводилось. Однако учитывать это обстоятельство при изучении осадков рассматриваемой зоны, очевидно, необходимо.

Наконец, следует упомянуть о третьей зоне, в которой происходит накопление ледниково-морских отложений. Эта зона является пограничной между двумя описанными и располагается непосредственно вблизи фронта ледника, находящегося на плаву. При современном положении фронта ледников для третьей зоны характерны глубины порядка 20—50 м. Однако в недалеком историческом прошлом эта зона распространялась на большие глубины — порядка 100 м и глубже.

Для третьей зоны характерны следующие процессы. Во-первых, здесь происходит обламывание крупных глыб ледникового льда и образование айсбергов. В результате в море сбрасывается большое количество обломочного материала, находящегося на поверхности льда в виде срединных и поверхностных морен или в виде материала, отложенного ледниковыми реками. Большая часть этого материала вследствие интенсивной абляции находится на поверхности глетчерного льда в рыхлом незамерзшем состоянии, поэтому при образовании айсбергов и их перевертывании происходит его непосредственное сгруживание прямо в море. В отличие от обломков, вытаявающих из нижней части ледника, находящегося на плаву, осаждающийся здесь обломочный материал не имеет никакой существенной специфической обработки, поскольку он происходит из боковых и срединных морен. Во-вторых, для этой зоны характерен сброс большого количества влекомого и

взвешенного материала водными потоками, текущими с ледника. В результате морская вода в фьорде вблизи фронта ледника, как правило, мутная, бурая, содержит большое количество взвешенных частиц.

Перечисленные процессы приводят к тому, что осадки, накапливающиеся непосредственно вблизи фронта ледника, отличаются значительной грубостью гранулометрического состава. Так, по данным французских исследователей, вблизи фронта ледника Конгвегенбреен, с глубины примерно около 25 м была поднята проба следующего состава (Moing, 1965): илистых частиц (от 2 до 40 м) в ней оказалось 7,5%, песка тонкозернистого (от 40 м до 0,2 мм) — 15%, песка среднезернистого (0,2—1 мм) — 7,5%, гравия (2—20 мм) — 12% и гальки и валунов (>20 мм) — 58%. Следует отметить, что приведенный состав донных отложений, как отмечает и сам автор, не отражает поступления в воду огромного количества мелких частиц, почти постоянно находящихся во взвеси. Осаждение последних непосредственно у фронта ледника затруднено вследствие постоянного обрушивания крупных глыб льда, создающих интенсивное движение воды. Поэтому глинистые частицы выносятся от фронта ледника, оседая на некотором расстоянии от него. Об этом свидетельствует, в частности, то, что морская вода осветляется и становится прозрачной, во всяком случае в верхних ее частях, уже примерно на расстоянии около 500 м от фронта ледника.

По-видимому, обилие пресных вод, поступающих в море вблизи ледника и под ним самим, несколько снижает и соленость моря в этих частях фьорда.

Поскольку осадки, накапливающиеся в третьей зоне, в основном формируются выпадающим материалом срединных и поверхностных морен, а также флювиогляциальных потоков, отложения этой зоны можно рассматривать как а б л я ц и о н н ы е п о д в о д н ы е м о р е н ы .

ПРИНЦИПАЛЬНАЯ СХЕМА НАКОПЛЕНИЯ ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОСЕВОЙ ЧАСТИ ФИОРДА ПРИ ПОСТОЯННОМ УРОВНЕ МОРЯ

Выделенные три зоны осадконакопления, естественно, не остаются постоянными во времени и пространстве. В зависимости от осцилляций ледника или колебаний уровня моря они могут смещаться в ту или иную сторону и соответственно будет меняться литологический облик ледниково-морских осадков, накапливающихся на данном участке дна. Поэтому в разрезах, характеризующих эти отложения, можно иногда встретить довольно сложные сочетания фациальных типов осадков. На рис. 56 показана предположительная картина смены зон накопления ледниково-морских

осадков в вершинной части фиорда в зависимости от динамики движения ледника при постоянном уровне моря.

При отсутствии ледника в вершине фиорда здесь будут накапливаться нормальные прибрежно-морские отложения. Поскольку обычно в долинах, являющихся продолжением фиорда, текут реки и ручьи, то в самом куте фиорда может образоваться сложное сочетание прибрежно-морских и дельтовых отложений, которые далее, в глубь центральной части фиорда, будут сменяться относительно более глубоководными морскими осадками.

При появлении в долине ледника, находящегося в фазе наступания, картина осадконакопления, по-видимому, существенно не меняется, поскольку зона абляции в этом случае минимальна и реки и ручьи, вытекающие с ледника, только немногими характеристиками отличаются от обычных неледниковых рек. Процесс отложения ледниково-морских отложений, естественно, начинается только с момента выхода ледника в море. Здесь можно различить две стадии формирования интересующих нас отложений.

Первая из них будет отвечать тому отрезку времени, когда ледник еще находится на мелководье в вершинной части фиорда, полностью вытесняя воду. При этом на данном участке ниже уровня моря будет продолжаться накапливаться обычная донная морена. В то же время у фронта ледника вследствие абразионных и термоабразионных процессов в небольшом количестве уже начнут обламываться айсберги, разнося обломочный материал по части фиорда, свободной от ледникового льда. В результате начинают формироваться и айсберговые ледниково-морские отложения. В разрезах, характеризующих эту стадию накопления ледниково-морских отложений, очевидно, можно встретить довольно резкий переход основной морены по простиранию в айсберговые ледниково-морские отложения.

Вторая стадия связана с выходом наступающего ледника на большие глубины и с всплыванием его нижней части. Собственно говоря, именно с этого момента и начинается формирование полного комплекса ледниково-морских отложений. В связи с тем, что в фазу наступания ледника зона абляции остается незначительной, рыхлого, не вмерзшего в лед материала поверхностных и средних морен на поверхности ледника немного. Поэтому благоприятных условий для накопления отложений описанной выше третьей зоны осадконакопления, т. е. абляционных подводных морен, в этом случае не имеется, а эта зона в фазу наступания ледника должна выпадать из разреза. Одновременно для образования айсберговых ледниково-морских отложений и подводных морен существуют наиболее оптимальные условия. И те, и другие оказываются наиболее обогащенными обломочным материалом и имеют повышенные скорости накопления. Действительно, именно в это время происходит наиболее интенсивный принос моренного материала любого типа, в связи с чем происходит массовое его вытая-

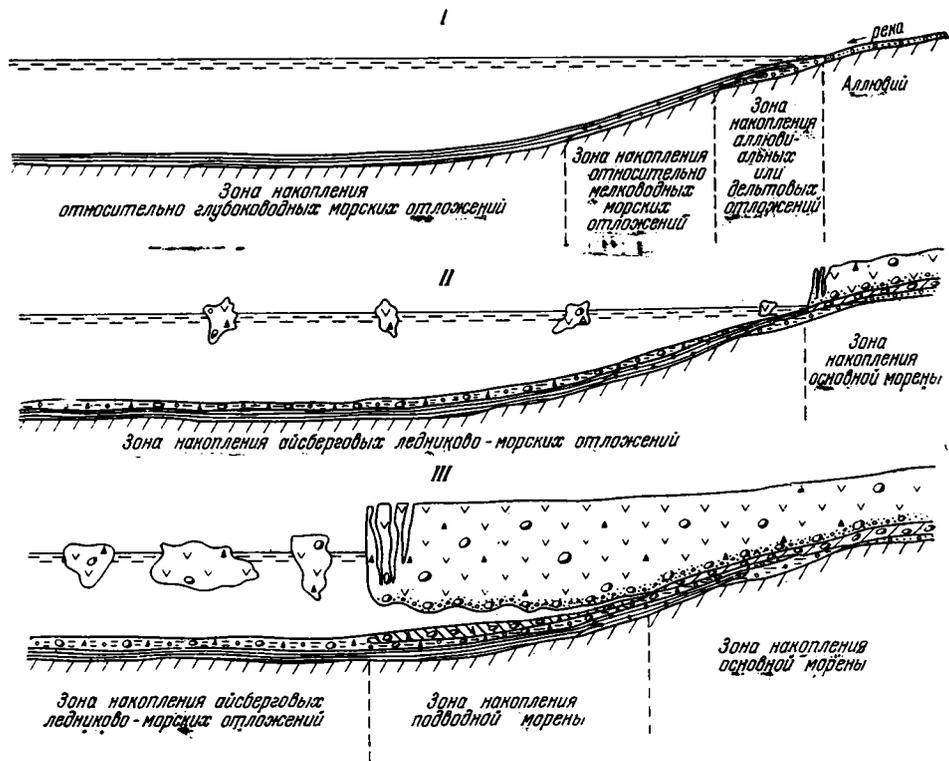


Рис. 56. Принципиальная схема накопления и строения ледниково-морских
 1 — относительно глубоководные морские отложения; 2 — относительно мелководные морские отложения; 3 — аллювиально-морские и дельтовые отложения; 4 — аллювий; 5 — айсберговые ледниково-морские отложения; 6 — отложения подводной морены; 7 — отложения абляционных подводных морен; 8 — основная морена; 9 — глетчерный лед; 10 — комплекс отложений зоны мертвых льдов; 11 — дельтовые отложения

вание как из айсбергов, так и из части ледника, находящегося на плаву. Одновременно происходит смещение зон осадконакопления в сторону свободной от глетчерного льда части фиорда по мере наступания ледника. Более того, повышенная скорость осадконакопления в зоне осаднения подводных морен, особенно в вершинной мелководной части фиорда, приводит к заполнению ее осадками. Вместе с возрастанием мощности льда это в конечном итоге может привести к тому, что ранее находившаяся на плаву часть ледникового языка начнет двигаться по дну бывшего мелководья. В этом случае теоретически возможно найти активный контакт со следами движения льда между основной и подстилающей подводной моренами.

чительная часть его теряется при образовании последних. В результате в эту стадию скорость накопления ледниково-морских айсберговых отложений и подводных морен уменьшается.

Наконец, при продолжающейся деградации ледника он весь может оказаться на суше выше уровня моря и перестанет оказывать непосредственное влияние на формирование морских осадков. С этим моментом будет связано прекращение накопления ледниково-морских отложений. При благоприятных условиях в вершинной части фиорда вследствие большого поступления материала, приносимого флювиогляциальными потоками с тающего ледника, на месте бывшего мелководья могут образоваться лагуны или наклонная флювиогляциальная равнина. В качестве примера подобных флювиогляциальных равнин можно сослаться на северную часть бухты Петунья или на равнину на побережье Вуд-фиорда, идущую от ледника Абрахамсбреен.

Мы рассмотрели процессы формирования ледниково-морских отложений в зависимости от осцилляций ледника при постоянном уровне моря. Основываясь на этом, нетрудно представить себе и картину накопления ледниково-морских отложений при одновременной трансгрессии или регрессии моря. Поэтому специально на этих вопросах мы останавливаться не будем.

В заключение этого раздела мы обратим внимание еще на одно обстоятельство, значительно влияющее на морфологию поверхности, сложенной ледниково-морскими отложениями. Мы имеем в виду участки кута фиорда, прилежащие к его осевой части, где вследствие больших скоростей накопления подводной морены возникает мелководье и часть деградирующего ледника не всплывает, а остается лежать на дне. В этом случае значительная часть глетчера превращается в поле мертвых льдов и вследствие продолжающегося таяния постепенно захороняется под абляционными образованиями и флювиогляциальными отложениями. При образовании достаточного по мощности покрова абляционных отложений дальнейшее таяние льда прекращается или настолько замедляется, что он может сохраняться довольно продолжительное время. Как показывают данные наблюдений, собранные нами в зоне мертвых льдов ледников, оканчивающихся на суше, мощность абляционного покрова может быть при этом очень незначительной и в отдельных случаях измеряется 0,5—1,5 м. Более того, судя по материалам изучения морских террас в Ван-Кёлен-фиорде и Ван-Мейен-фиорде, абляционный покров оказывает такое мощное теплоизоляционное воздействие, что погребенный глетчерный лед не вытаивает даже при последующей трансгрессии, т. е. уже под уровнем моря. В качестве примера можно сослаться на южное побережье Ван-Кёлен-фиорда. Здесь, вблизи кута фиорда, в который впадает ледник Натхорста, имеется хорошо выраженная морфологически абразионно-аккумулятивная терраса высотой около 80 м с фауной морских моллюсков. В термокарстовых цирках, вскры-



Рис. 57. Глетчерный лед в термокарстовом цирке (Натхорст-морена)

вающих нижнюю часть уступа террасы, виден погребенный глетчерный лед со всеми присущими ему особенностями, которые не позволяют спутать его ни с каким другим типом льда (рис. 57). Подобные примеры, показывающие значительное теплоизоляционное воздействие абляционного покрова на мертвый лед, можно было бы умножить, но в настоящей работе это вряд ли необходимо.

Итак, в данном случае погребенный глетчерный лед, по крайней мере в краевых частях фиорда, не всплывает при последующей трансгрессии моря. Это может быть связано с его примерзанием к ложу, с большим удельным весом льда, перегруженного обломочным материалом, с дополнительной нагрузкой перекрывающего его абляционного покрова и, наконец, просто со слишком малыми глубинами моря. Впоследствии при таянии захороненного глетчерного мертвого льда в субазальной обстановке формируется морфологически хорошо выраженный термокарстовый рельеф, характерной особенностью которого является хаотическое нагромождение относительно невысоких (5—10 м) холмов, понижения между которыми заняты небольшими озерами или днищами уже спущенных озер. Днища озер и озерных понижений располагаются на разных уровнях и иногда соединяются друг с другом небольшими, обычно сухими руслами. При изучении термокарстового рельефа, развитого на поверхности ледниково-морских отложений в Ван-Кёлен-фиорде, удалось выделить даже не менее двух его генераций, различающихся по морфологии и воз-



Рис. 58. Термокарстовый рельеф на поверхности Натхорст-морены, сложенной отложениями подводной морены

а — рельеф земляных пирамид; б — сглаженный термокарстовый рельеф

расту. Вблизи современного уровня моря наблюдался свежий рельеф «земляных пирамид», несколько дальше постепенно переходящий в сглаженный мелкохолмистый рельеф (рис. 58 а, б). Возможно, что эти различия в рельефе отражают разные этапы формирования толщи ледниково-морских отложений или даже различные фазы наступания ледника.

Формирование подобного термокарстового рельефа можно представить себе и как результат одновременной регрессии моря и деградации ледника. Очевидно, морфологический эффект в этом случае будет подобен описанному.

Теперь попытаемся кратко охарактеризовать типы отложений, накапливающихся в выделенных нами зонах осадконакопления.

ОТЛОЖЕНИЯ ПОДВОДНЫХ МОРЕН

Наиболее детально отложения подводных морен были изучены нами в Ван-Кёлен-фиорде и в Ван-Мейен-фиорде.

В Ван-Кёлен-фиорде они слагают часть так называемой Натхорст-морены и известны как на северном, так и на южном его берегу. Подводные морены представлены здесь толщей серовато-коричневых алевроитов, в целом некарбонатных (порода вскипает только в отдельных точках, к которым, видимо, приурочены отдельные мелкие обломки карбонатных пород). Для толщи характерна хорошо выраженная мелкоглыбовая и оскольчато-щебневая отдельность. В алевроитах содержится значительное количество рассеянных без какой-либо видимой закономерности валунов, гальки, гравия и различной величины щебенки. Отдельные валуны достигают максимальных размеров 0,15—0,4 м по длинной оси и иногда имеют утюгообразную форму. Нередко на них имеется хорошо выраженная штриховка ледникового типа. Так, из 115 валунов, извлеченных из толщи подводной морены, 25 имели ледниковую штриховку. Среди валунов преобладали полуокатанные. Совершенную окатанность (4 класса) имели только 7 валунов. Какой-либо закономерной ориентировки длинных осей валунов по странам света не обнаружено. Однако характерной особенностью их расположения в толще является то, что центр тяжести почти всегда находится внизу и длинные оси, как правило, имеют значительные углы падения (рис. 59—61). Некоторые плоские валуны нередко стоят прямо вертикально.

В Ван-Мейен-фиорде отложения подводных морен широко распространены в окрестностях пос. Свеагрува, где они частично слагают так называемую Дамес-морену. На северном берегу фиорда ими сложена узкая полоса Дамес-морены шириной до 200 м, прилегающая непосредственно к морю и расширяющаяся до 400 м в районе мыса Амстердам. Здесь хорошо развит охарактеризованный выше термокарстовый рельеф, морфологическая молодость которого заметно увеличивается в направлении к берегу от моря. Подобный термокарстовый рельеф настолько характерен для зоны распространения этого типа осадков, что в условиях Шпицбергена может служить одним из картировочных признаков.

На южном берегу Ван-Мейен-фиорда отложения подводной морены залегают поверх айсберговых ледниково-морских осадков

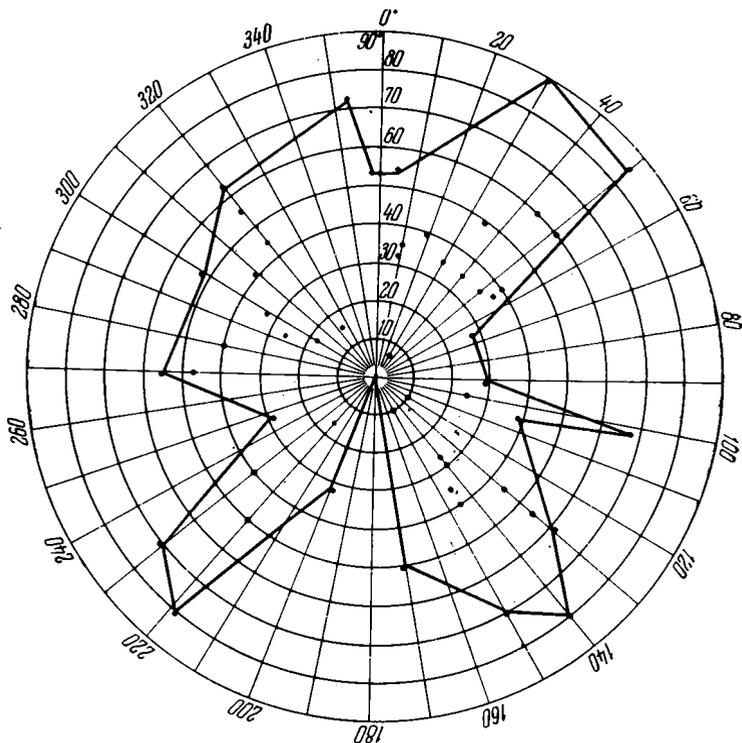


Рис. 59. Ориентировка длинных осей валунов в отложениях подводной морены

(рис. 62). Изучение ряда разрезов показало, что они принципиально ничем не отличаются от аналогичных образований, описанных нами для Ван-Кёлен-фиорда, и также представлены толщей значительно опесчаненных алевритов с характерной оскольчато-щебневатой текстурой, в которых содержится значительное количество валунно-галечного материала. Как и в Ван-Кёлен-фиорде, длинные оси валунов расположены под различными углами к горизонту, а плоские обломки нередко залегают на ребре. Валунуны имеют различные размеры, но в основном 0,2—0,3 м в поперечнике, хотя есть и более крупные — до 1 м по длинной оси. Среди валунов встречаются как обработанные ледником со штриховкой ледникового типа, так и совершенно необработанные. Среди последних особенно преобладают углистые песчаники. Характерной особенностью толщи является наличие небольших по протяженности (1—1,5 м) и по мощности (до 0,2 м) линз мелкогалечного материала. В шлифах из подводных морен обычно хорошо видна несортированная основная глинисто-алевритовая масса с довольно



Рис. 60. Валуны из отложений подводной морены

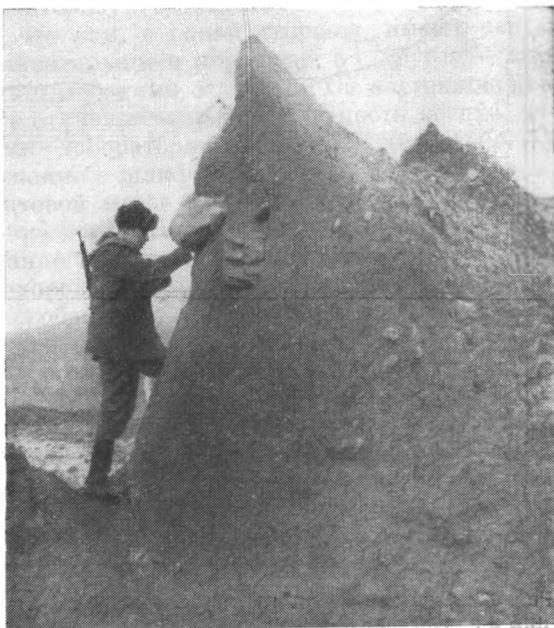


Рис. 61. Отложения подводной морены
7*

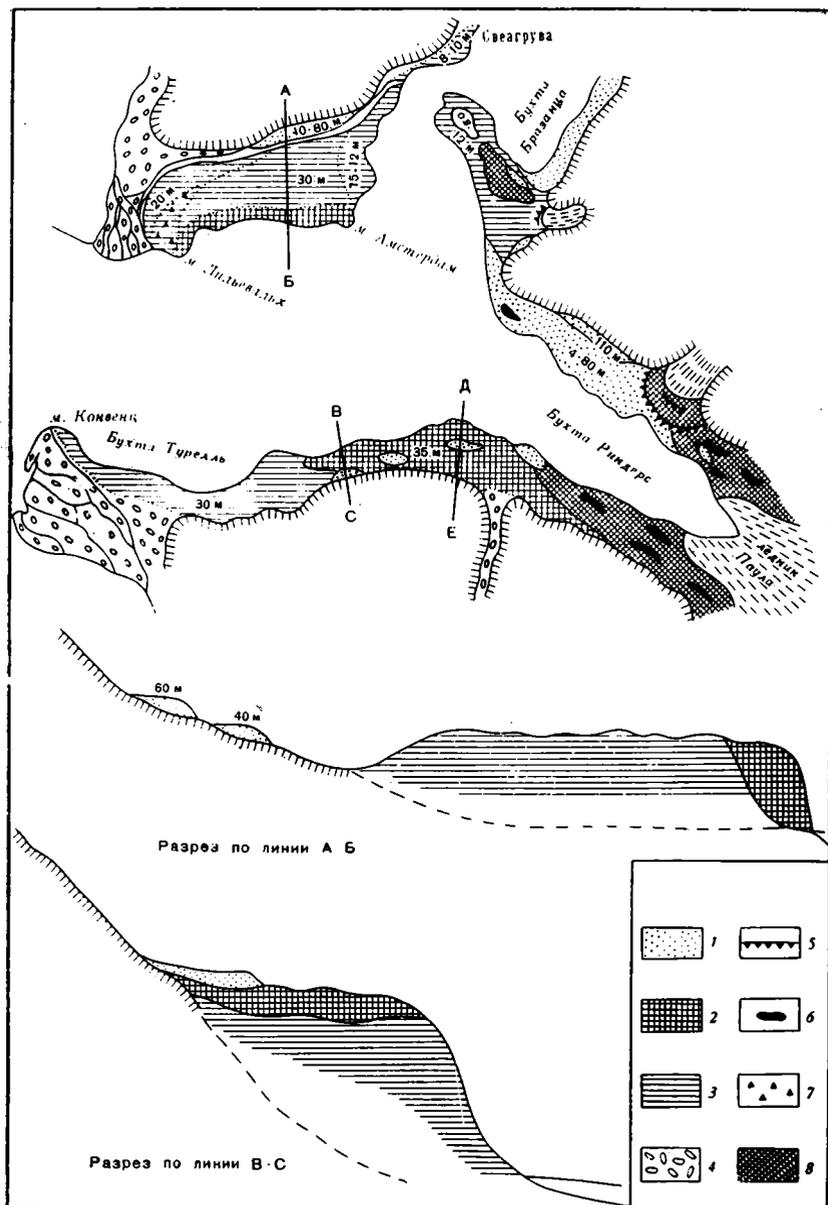


Рис. 62. Схематическая карта распространения ледниково-морских отложений в окрестностях Свеагрува

1 — морские террасы; 2 — подводная морена; 3 — айсберговые осадки; 4 — отложения современных дельт; 5 — конечные морены; 6 — выходы ледникового льда; 7 — абляционная подводная морена; 8 — поле распространения морен

значительным содержанием песчаного материала. Глинистое вещество, как правило, тонкодисперсное. Частицы его местами образуют спутанно-чешуйчатую структуру.

В отложениях подводных морен, особенно в окрестностях пос. Свеагрува, встречается довольно много раковин морских моллюсков, захороненных в прижизненном состоянии. Среди них О. М. Петров определил: *Astarte borealis typica* (Schumacher), *A. borealis placenta* Mörch., *A. elliptica* (Brown.), *Hiatella arctica* L., *Chlamys islandicus* (Müll.), *Mya truncata* L., *Buccinum glacialis* L., *Plicifasus kroyeri* (Möll), *Trophin truncatus* (Stöm), *Clinocardium ciliatum* (Fabrius), *Balanus* sp., *Neptunea* sp.

Ю. Семенов по сборам Д. В. Семейского определил в подводной морене Ван-Кёлен-фиорда следующие известковые формы фораминифер: *Buccella inusiata* And., *Nonionollina labrodorica* (Dawson), *Elphidium clavatum* Cushman, *El. incertum* (Williamson), *Criboelphidium goesi* (Stschedrina), *Cassidulina islandica* Norv. var. *norvangi* Thalman, а В. Слободин в аналогичных осадках Дамес-морены обнаружил *Miliolina seminulum* (Linne), *M. hauerinoides* Rumbler, *Cibicides rotundatus* Stschedrina, *Elphidium clavatum* Cushman, *Harplphragmoides* sp. Большинство этих видов имеет оценку встречаемости «единично», только *Cibicides rotundatus* имеет оценку «обычно».

Таким образом, характеризуя в целом отложения подводных морен, можно сказать, что они, с одной стороны, имеют черты, сближающие их с континентальными моренами, а с другой — много черт, сближающих их с морскими осадками. От настоящих континентальных морен их отличает меньшая плотность осадка, что подтверждается данными лабораторных анализов (см. табл. 7), а также меньшее содержание в шлифах песчаного материала в основной глинисто-алевритовой массе. Обращает на себя внимание хаотическая ориентировка длинных осей валунов по странам света, «утопленное» залегание валунов, а также присутствие фауны морских моллюсков, захороненных в прижизненном состоянии. Имеется и ряд других особенностей, на которых мы остановимся ниже.

АЙСБЕРГОВЫЕ ЛЕДНИКОВО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Айсберговые ледниково-морские отложения наиболее полно были изучены в окрестностях пос. Свеагрува, где они значительно распространены как по северному, так и южному берегу Ван-Мейен-фиорда (см. рис. 62).

На северном берегу айсберговыми ледниково-морскими отложениями сложено несколько морских аккумулятивных уровней, среди которых морфологически четко выделяются поверхности высотой 6, 10, 18—20 и 30 м.

Отложения, отнесенные нами к айсберговым ледниково-мор-

ским осадкам, представлены грязно-серыми и темно-серыми, почти черными, заметно пластичными суглинками со слабым, но характерным болотным запахом, с относительно небольшим содержанием валунов и гальки. В общем гранулометрическом составе резко преобладают глинистые частицы (42,9%), соответственно велико и число пластичности (16,3). Помимо рассеянного в толще валунно-галечного материала, иногда встречаются его линзообразные скопления, достигающие мощностей до 0,2—0,4 м и имеющие протяженность до 1—1,5 м. В разрезах этой толщи местами наблюдаются скопления валунно-галечного материала, что, очевидно, обусловлено перевертыванием айсбергов и групповым сбросом вытаявших обломков с их поверхности.

Интересно отметить, что в осадках, слагающих аккумулятивный уровень высотой около 18—20 м на западной окраине Дамес-морены, наблюдалась четко выраженная горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием менее и более глинистых прослоев. Для этого участка характерно и сравнительно небольшое содержание обломочного материала. Выше по разрезу, где его количество увеличивается, исчезает и слоистость. На поверхности разновысотных уровней можно видеть, что грубообломочный материал располагается хаотически, не обнаруживается ориентировки по странам света, а длинные оси валунов, как правило, имеют довольно значительный угол падения.

Микроскопическое изучение ориентированных шлифов из этих отложений показало, что обломков пород в них содержится сравнительно немного и они погружены в глинисто-алевритовую массу, обогащенную углистым детритом, к которой примешаны песчаные частицы. В одном из шлифов была обнаружена параллельная горизонтальная слоистость, подчеркнутая чешуйками глинистых частиц (рис. 63).

На южном берегу Вап-Мейен-фиорда айсберговые ледниково-морские отложения слагают поверхность Дамес-морены в районе бухты Турелль, а восточнее, по направлению к бухте Риндерс, перекрываются осадками подводной морены (рис. 64). Подобные же условия залегания можно наблюдать и на северном берегу фиорда в районе мыса Амстердам, где в разрезах хорошо виден постепенный переход айсберговых ледниково-морских осадков вверх в подводную морену.

В целом айсберговые ледниково-морские отложения и здесь имеют описанные выше особенности. Отличия заключаются только в том, что в разрезах, где их перекрывает подводная морена, они более глинисты и лишены всяких признаков макрослоистости. Наоборот, в краевой части Дамес-морены на южном берегу фиорда, где айсберговые ледниково-морские отложения нацело слагают разрез, четко выражена листоватая текстура осадка. Возможно, эти различия обусловлены местоположением осадков в профиле фиорда и степенью удаленности от фронта ледника.

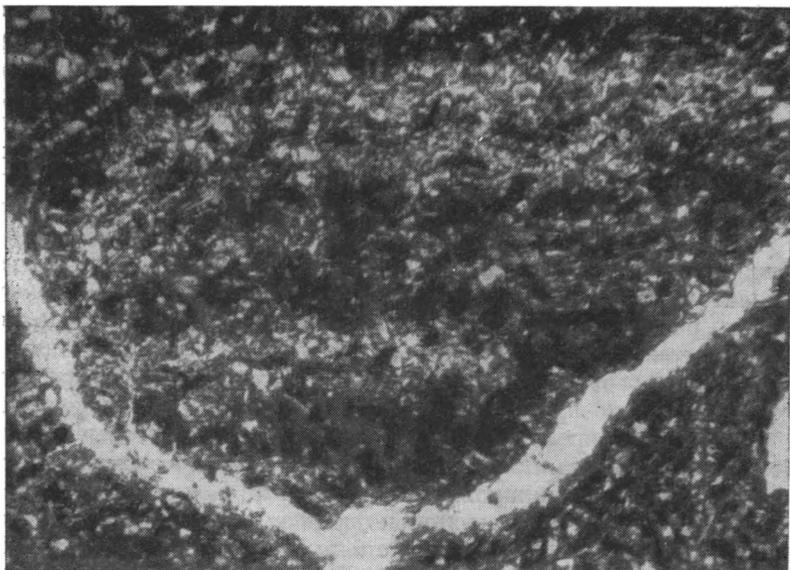


Рис. 63. Параллельная линзовидно-горизонтальная микрослоистость айсберговых ледниково-морских отложений

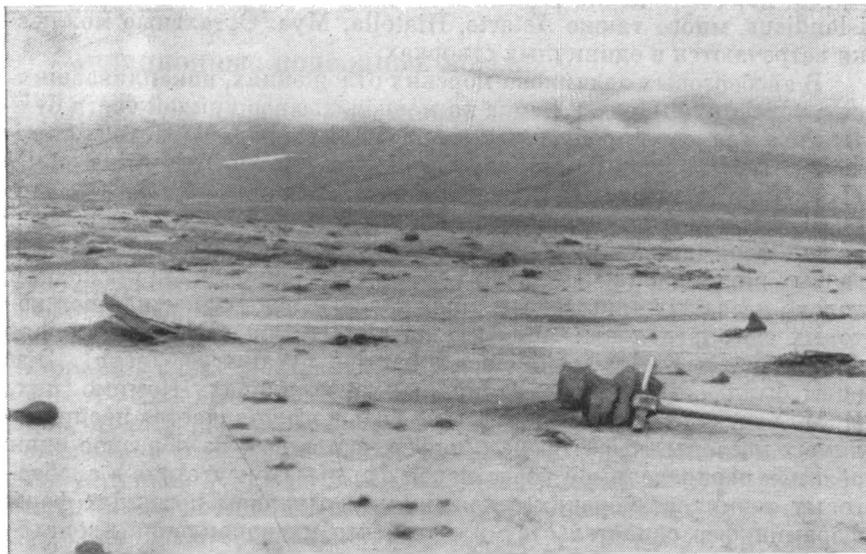


Рис. 64. Поверхность айсберговых ледниково-морских отложений

Тип строения айсберговых ледниково-морских отложений, формировавшихся в условиях выхода глетчера на мелководье вершинной части фиорда, изучался нами на северном берегу бухты Энгельса, вблизи ледника Комфортглессбреен. В настоящее время часть фронта этого ледника оканчивается в море, а другая часть — на суше. Перед последней имеется поверхность высотой около 25 м над уровнем моря с хорошо развитым мелкохолмистым рельефом термокарстового типа. С поверхности склоны и вершины холмиков усыпаны галечным и валунным материалом абляционной поверхностной морены. Ниже в одном из холмиков были вскрыты зеленовато-серые тонкозернистые глинистые пески со сравнительно редко рассеянной галькой и валунами, местами четко выраженной горизонтальной слоистостью, подчеркнутой чередованием очень тонких прослоев (до 5 мм) алевритов и песков. В направлении вниз пески из тонкозернистых постепенно становятся мелкозернистыми.

Во всех разрезах, где нами изучались айсберговые ледниково-морские отложения, в них содержалась фауна морских моллюсков, захороненных в прижизненном состоянии. Более того, в отдельных местах, например в Ван-Мейен-фиорде, на поверхности Дамес-морены, моллюски образуют даже банкообразные скопления. Из описываемых отложений в пределах Дамес-морены О. М. Петров определил следующую фауну моллюсков: *Astarte elliptica* (Brown), *A. borealis borealis*, *A. borealis placenti*, *A. montaquei* (Dillw.), *Ieda minuta* (Müller), *Chlamys islandicus* (Müller), *Hiatella arctica* (L.), *Plicifusus leroyeri* (Müller), *Mya truncata* (L.), *Clinocardium* sp. Среди перечисленных моллюсков резко преобладают *Chlamys islandicus*, много также *Astarte*, *Hiatella*, *Mya*. Остальные моллюски встречаются в единичных створках.

В айсберговых ледниково-морских отложениях, накапливавшихся в условиях выхода ледника на мелководье вершинной части бухты Энгельса, среди собранных нами моллюсков О. М. Петров определил: *Astarte borealis arctica*, *A. elliptica* (Brown.), *Mytilus edulis* (L.), *Hiatella arctica* (L.), *Buccinum glacialis*.

В айсберговых ледниково-морских отложениях содержатся также фораминиферы. И. М. Хорева в образцах из этих осадков, взятых в одном из разрезов Дамес-морены, обнаружила в основном только песчаные виды фораминифер, среди целых экземпляров которых ею определены: *Adercotryma glomeratum* (Brady), *Reophas subfusiformis* Earland, *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob). Эти виды были встречены в единичных экземплярах. Помимо них, И. М. Хорева отметила присутствие большого количества неопределимых песчаных форм фораминифер, а в одном из образцов один обломок неопределимой известковой формы. Присутствие в айсберговых ледниково-морских отложениях в основном песчаных форм фораминифер свидетельствует о том, что их накопление происходило в относительно глубоких частях фиорда.

Из сказанного выше может создаться впечатление, что для айс-

берговых ледниково-морских отложений характерны только песчаные формы фораминифер, а для отложений подводных морен — известковые. Такой вывод будет поспешным, поскольку изучение распределения фораминифер на современном дне фьордов (Nagy, 1966) показало, что известковые формы живут и в зоне накопления айсберговых ледниково-морских отложений. Они широко распространены также среди различных фаций отложений аккумулятивного берега (Feyling-Hanssen, 1955). Поэтому в айсберговых ледниково-морских отложениях осевой части фьорда наряду с песчаными, несомненно, могут быть встречены и известковые формы фораминифер, хотя они действительно наиболее характерны для отложений подводных морен.

Интересные данные были получены по результатам анализа солянокислых и хлористо-аммониевых вытяжек из отложений подводной морены и айсберговых ледниково-морских осадков в разрезах Ван-Мейен-фьорда. Результаты анализов показали, что водоем во время их накопления несколько опреснялся. Соотношение ионов Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ указывает при этом, что опреснение увеличивалось вверх по разрезу от айсберговых осадков к кроющей их подводной морене. Судя по повышенному содержанию хлора в спиртовой вытяжке, накопление айсберговых ледниково-морских отложений происходило еще при солености, близкой к нормальной. В дальнейшем, при формировании подводной морены, соленость понизилась на 0,5‰ по отношению к нормальной, как показывает отношение MgO к CaO .

АБЛЯЦИОННЫЕ ПОДВОДНЫЕ МОРЕНЫ

В отличие от ранее описанных ледниково-морских отложений осевой части фьорда, осадки абляционных подводных морен имеют не площадное, а локальное распространение. Их появление в разрезах тесно связано с существованием на поверхности ледника срединных морен и отложений водных потоков, по морфологической позиции на поверхности деградирующего ледника очень похожих на срединные морены, а также с деятельностью талых ледниковых вод, стекающих с ледника в фьорд. Большинство этих источников материала для образования подводных абляционных морен постоянно и пространственно прерывисто, так как мощность и положение водных потоков на поверхности ледника, по мере ее абляции, подвержено серьезным изменениям, так же как и место их впадения в фьорд. Срединные морены также развиты на поверхности ледников локально и неоднократно прерываются по простиранию. Более постоянны срединные морены сложных ледников, хотя и они развиты локально.

Указанные особенности абляционных подводных морен приводят к тому, что нередко они быстро разрушаются субаэральными



Рис. 65. Отложения абляционной подводной морены в окрестностях Свеагрува

процессами после вывода толщи ледниково-морских отложений из-под воды. Поэтому обнаружить их в разрезах удастся далеко не всегда. Тем не менее в отдельных местах их удалось диагностировать с достаточной степенью надежности. К ним относятся разорванные цепочки крупных глыб местных песчаников на поверхности подводных морен побережья Ван-Кёлен-фиорда. Отложения абляционной подводной морены были встречены также на побережье Ван-Мейен-фиорда в западной части Дамес-морены. Здесь, на сравнительно небольшом участке поверхности, сложенной айсберговыми ледниково-морскими отложениями, имеются грядки, сложенные совершенно неокатанными обломками местных коренных пород (рис. 65). У многих обломков центр тяжести находится внизу, а плоская щебенка нередко стоит вертикально. Эти грядки чаще всего ориентированы вкрест простирания фиорда, но иногда имеют и иные направления. Появление таких грядообразных скоплений грубообломочного материала в данных условиях можно связать лишь с интенсивным сбросом срединных и абляционных морен с айсбергов вдоль фронта деградирующего ледника при их перевертывании. В этом случае абляционная подводная морена ложится не только на поверхность уже отложенной подводной морены, но также частично на отложенные уже ранее айсберговые ледниково-морские осадки.

Существенно иной тип осадков характерен для абляционных подводных морен, образующихся за счет отложений флювиогляциальных потоков, проектирующихся на дне фиорда у фронта

ледника. Подобного типа отложения описаны нами в нескольких разрезах Дамес-морены. В этом случае они имеют вид крупных линз песчано-мелкогалечного материала, залегающих внутри толщи подводной морены в верхней ее части. Мощность этих линз порядка 6—8 м, а протяженность в стенках описанных разрезов может достигать 200—250 м. Наличие поверх этих линз маломощного слоя подводной морены можно, очевидно, объяснить тем, что на фоне общего отступления фронта ледника происходили осцилляции его края и, следовательно, кратковременное незначительное обратное смещение выделенных зон осадконакопления в сторону фьорда.

Сброшенные с ледника на дно моря водными потоками флювиогляциальные осадки, образующие описанный тип абляционной подводной морены, могут лежать как на осадках подводной морены, так и на айсберговых ледниково-морских отложениях. По-видимому, подобный случай мы имеем на поверхности Дамес-морены вблизи мыса Лиллевальх, где она имеет максимальные отметки около 55 м и сложена айсберговыми ледниково-морскими отложениями. Здесь имеется несколько конусов, сложенных галечно-валунным материалом рыхлого сложения без морской фауны, относительная высота которых достигает 3—4 м. Их можно объяснить только как образования типа абляционной подводной морены.

Таким образом, даже далеко не полное описание абляционных подводных морен показывает, что они могут иметь весьма различный литологический облик, но независимо от этого имеют одно и то же геологическое значение — они фиксируют последовательные положения края ледника, за счет которого образуется толща ледниково-морских отложений.

ВЛИЯНИЕ АЙСБЕРГОВ НА ОТЛОЖЕНИЯ МОРСКОГО АККУМУЛЯТИВНОГО БЕРЕГА

Охарактеризованные выше типы ледниково-морских отложений формируются, как это указывалось, в осевой части фьорда.

Ниже мы попытаемся изложить материалы по строению осадков, накапливающихся вдоль побережий последнего, располагающихся вне сферы прямого воздействия ледников. Для характеристики этих отложений в нашем распоряжении имеется обширный фактический материал по различным фьордам о-ва Западный Шпицберген и побережью залива Мерчисон-бей на о-ве Северо-Восточная Земля. Поскольку этот материал достаточно однотипен, мы будем излагать его в обобщенной форме, приводя по ходу изложения только наиболее характерные примеры, подчеркивающие отдельные важные особенности осадков. При этом отметим с самого начала, что по строению и вещественному составу отложения аккумулятивного берега ничем существенным не отличаются от обычных литоральных морских осадков и ледниковый фактор не оказы-

ваает значительного влияния на общую принципиальную схему их строения. Динамика накопления морских осадков в частях фиордов, свободных от ледника, вообще почти ничем не отличается от динамики накопления аналогичных образований морских побережий, лишенных оледенения. В связи с этим рассматриваемые ниже типы отложений лишь условно могут быть отнесены к группе ледниково-морских, точнее, айсберговых осадков.

Влияние ледников и порождаемых ими айсбергов сказывается только на их вещественном составе и частично на некоторых текстурных особенностях. Именно на этих отдельных специфических чертах мы и сосредоточим свое внимание.

В условиях аккумулятивного берега можно выделить несколько зон осадконакопления, в которых формируются соответствующие им фации отложений. Для нас важнейшими из них являются: отложения нижней части подводного аккумулятивного берегового склона, отложения средней части того же склона, отложения пляжа, осадки лагун и отложения вершинной части фиорда.

Отложения нижней части подводного аккумулятивного берегового склона представлены в разрезах морских террас обычно алевритами с валунами и щебнем. Цвет породы и состав обломочного материала в нижней части толщи в значительной степени обусловлены особенностями размываемых отложений. Так, если волнением размывался пролювий, то алевриты приобретают присущий ему красноватый оттенок, а среди обломочного материала преобладает щебень. В случае, если размывалась бурая морена, то и морские осадки имеют бурый цвет, а в обломочном материале преобладают обработанные ледником валуны с характерной штриховкой на гранях.

В качестве примера строения нижней части подводного аккумулятивного берегового склона мы сошлемся на разрез 60-метровой террасы в бухте Петунья близ ледника Хэрби. Здесь она лежит на морене плейстоценового возраста и сложена двумя пачками (снизу вверх).

Мощность, м

1. Пачка алевритов буровато-коричневых, почти шоколадных, при рыхлении дающих крупноглыбовую отдельность. В небольшом количестве в алевритах встречаются валуны, галька и гравий. Какой-либо закономерности в распределении обломочного материала не обнаружено. В пачке содержится довольно много раковин морских моллюсков с эпидермисом, среди которых преобладают *Mya truncata* и *Niatella arctica*. Надо отметить, что в отличие от других разрезов раковины и в данной, и в вышележащей пачке отличаются крайней рыхлостью и при извлечении из породы рассыпаются на мелкие обломки. В алевритах в небольшом количестве содержатся остатки морских водорослей. Мощность описываемой пачки в обнажении различна — на выступах морены она незначительна и увеличивается в местах, где кровля ледниковых отложений снижается. Таким образом, осадки пачки как бы выстилают, облекают неровности подстилающего рельефа . . .

0,2—1,5

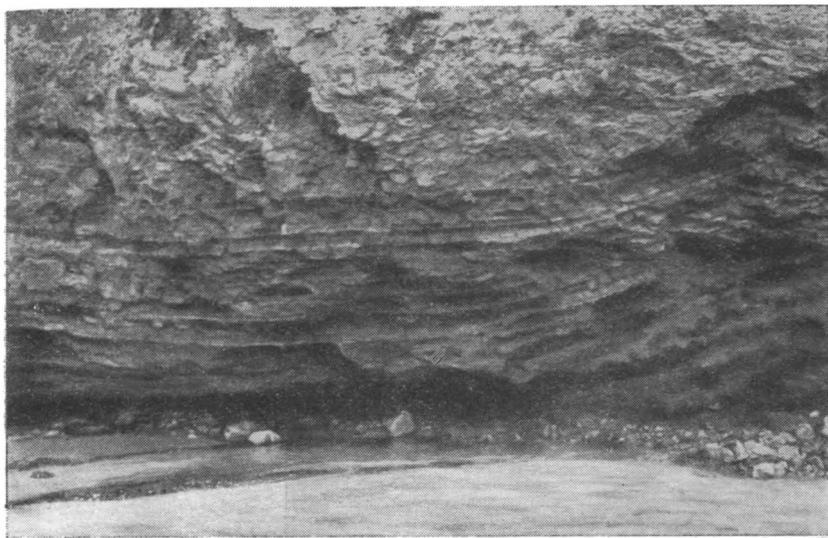


Рис. 66. Отложения нижней части подводного аккумулятивного берега в основании 60-метровой террасы в бухте Петуния

2. Алевриты темно-серые, иловатые, с четко выраженной слоистостью, облегающей понижения в рельефе бывшего морского дна (рис. 66). На выступах морены отложения пачки отсутствуют. В алевритах в очень небольшом количестве содержится галька, в распределении которой никакой закономерности обнаружить не удалось 2,5 (максимальная)

В разрезе около мыса Экхольм, на восточном берегу Билле-фиорда в цоколе 30-метровой террасы, отложения интересующей нас фации слагают основание самой нижней морской толщи¹. Здесь они представлены пачкой опесчаненных алевритов местами буровато-коричневого, а местами светло-коричневого цвета. В алевритах содержатся в довольно небольшом количестве беспорядочно распределенные валуны, галька и совершенно неокатанные обломки горных пород. В целом для алевритов характерна очень тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная прослоечками тонкозернистого песка (1—2 мм). Местами слоистость приближается даже к ленточноподобной.

Так же как и в первом случае, описываемые осадки частично выполняют понижения подстилающей поверхности. Максимальная мощность их достигает в данном разрезе 4,0 м.

¹ Подробно этот разрез будет описан ниже в разделе, посвященном стратиграфии плейстоценовых отложений. Там же будут приведены палеонтологические данные по этой толще, а также данные определения возраста по С¹⁴.

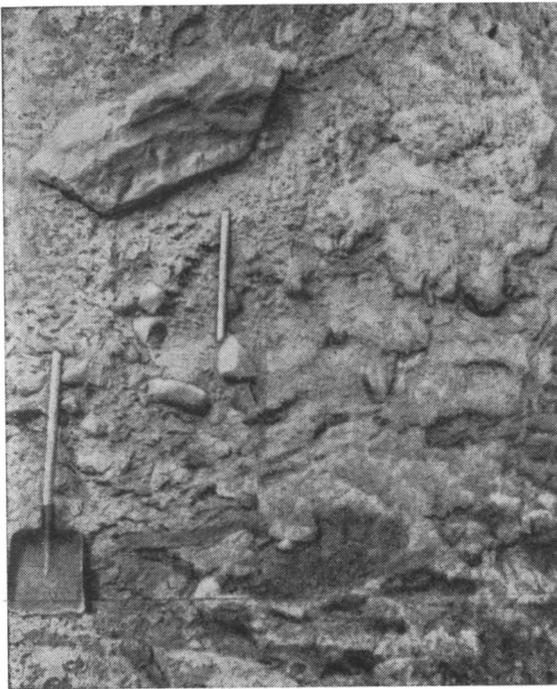


Рис. 67. Крупные валуны в осадках средней части подводного аккумулятивного берега

Гранулометрический состав и текстуры осадков нижней части подводного аккумулятивного берегового склона свидетельствуют о том, что воздействие волновых процессов на осадконакопление было довольно слабым. С ним можно связать только появление слоистости в тонких осадках. Какой-либо упорядоченности в распределении обломочного материала, сброшенного с айсбергов, здесь еще не ощущается.

По-видимому, к отложениям этой же фации можно отнести и морские осадки, обнаруженные нами вдоль правого края ледника Норденшельда и уходящие под него. Здесь, у правого края ледника, имеется маргинальный канал, который частично заходит под лед. Обследование его бортов показало, что начиная примерно с высоты от 10 и до 50 м над уровнем моря ледниковый ручей прорезал морскую толщу, выстилающую понижение в рельефе коренных пород. Морские осадки здесь представлены однородными сильно заиленными алевритами (см. табл. 7, образец 181), содержащими небольшое количество валунов и гальки. Алевриты имеют серовато-коричневый цвет, местами пятнами оглеены до сероватого цвета, доволь-



Рис 68. Фауна морских моллюсков в отложениях средней части подводного аккумулятивного берега

но значительно обогащены остатками водорослей, содержат фауну морских моллюсков, захороненных в прижизненном состоянии. Среди последних О. М. Петров определил: *Mya truncata* (L.), *Serripes groenlandicus* (Chem.), *Hiatella arctica* (L.), *Clinocardium ciliatum*, *Nucula tennis*, *Astarte montaqui striata*, *Macoma calcarea* (Chem.). Какой-либо сортировки обломочного материала здесь также не обнаружено. Максимальная видимая мощность описываемых осадков в бортах маргинального канала достигает 4 м.

Отложения средней части подводного аккумулятивного склона в разрезах занимают промежуточное положение между описанными осадками и вышерасположенными отложениями пляжа. Представлены они обычно толщами алевритов, значительно опесчаненных, которые вверх по разрезу могут переходить в глинистые пески. Для толщи осадков в целом характерно присутствие большого количества морских моллюсков, захороненных в прижизненном состоянии, а также валунов и гальки. В отдельных местах в толще хорошо выражена линзовидно-горизонтальная слоистость, которая образована как тонкими линзоч-

ками песка, так и сконцентрированными в цепочки средними по величине валунами и галькой. На валунах и гальке нередко можно наблюдать штриховку ледникового типа. Интересной особенностью подобных толщ является то, что крупные валуны имеют, как правило, центр тяжести внизу, а их длинные оси располагаются под различными углами к горизонту. Наоборот, мелкий и средний обломочный материал лежит в основном горизонтально (рис. 67, 68). Несомненно, такое различие обусловлено влиянием двух факторов. Положением мелко и среднего по величине обломочного материала в тех случаях, когда он образует концентрацию в виде цепочек, обусловлено волновой деятельностью. В то же время аналогичный материал, рассеянный без какой-либо закономерности, особенно крупные валуны, также явно принесен и сброшен с айсбергов, но волновая сортировка вследствие слабой выраженности на нем не сказывается.

Наиболее подробно отложения средней части подводного аккумулятивного берегового склона были изучены в упоминавшемся обнажении 30-метровой террасы у мыса Экхольм. В данном разделе мы в качестве примера продолжим лишь описание размера 60-метровой террасы у ледника Хэрби. Здесь осадки интересующей нас фации залегают на описанных выше отложениях нижней части подводного аккумулятивного склона и перекрыты образованиями фации пляжа. Представлены они пачкой тонкого горизонтального чередования прослоев грязно-серого оглеенного алеврита и разнозернистого, местами гравийного песка. Толщина алевритовых прослоев достигает в основании пачки 2—3 см, а песчаных 5—7 мм. Выше по разрезу постепенно увеличивается мощность песчаных прослоев. Мощность этой переходной пачки около 3 м.

Отложения пляжа сложены обычно песчано-галечным материалом. В разрезах наблюдается закономерное погрубение материала от песка к галечнику. В средней части пляжа обычно наблюдается переслаивание прослоев песка и галечника. Необходимо отметить, что эти особенности свойственны отложениям пляжа не только в Арктике, в условиях частично покрытого ледниками фьордового побережья, но, очевидно, и на берегах любых других морей, расположенных в различных, в том числе и тропических, широтах. Характерной специфической чертой пляжевых отложений в нашем случае является только наличие на валунах и гальках большого количества граней с ледниковой штриховкой. Отдельные, иногда очень крупные валуны ледникового типа, несомненно принесенные айсбергами, часто включены в довольно однородные песчаные или галечные отложения пляжа (рис. 69), поскольку айсберги здесь нередко садятся на мель и разрушаются волнами, оставляя весь принесенный материал.

Застраившие на мелководье айсберги оказывают также некоторое влияние и на текстуры отложений. При интенсивном ветре они иногда выплывают в дне борозды, впоследствии выполняющиеся

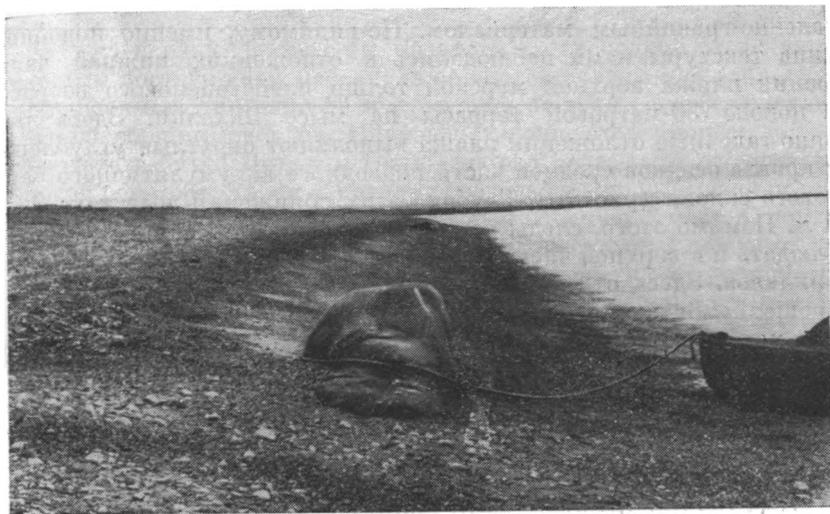


Рис. 69. Крупный валун, принесенный айсбергами, на пляже п-ова Бреггер



Рис. 70. Округлые углубления в кровле осадков средней части подводного аккумулятивного берега

галечно-гравийным материалом. По-видимому, именно подобного типа текстуры нами наблюдались в отложениях нижней части фации пляжа верхней морской толщи плейстоценового возраста в цоколе 30-метровой террасы на мысе Экхольм. Здесь песчано-галечные отложения пляжа выполняют округлые углубления в кровле осадков средней части подводного аккумулятивного берегового склона (рис. 70). Глубина этих понижений достигала 0,4—1 м. Помимо этого, следы воздействия мелких айсбергов можно наблюдать и в верхней части пляжа, в зоне интенсивного воздействия приливов. Здесь отдельные небольшие айсберги оказываются выброшенными на полосу осушки и при достаточно сильном волнении могут быть засыпаны гравием или галечкой. После таяния на их месте образуются небольшие воронки, существующие сравнительно недолго, но все же оставляющие следы в напластовании пляжевых отложений. На это впервые в литературе, как нам кажется, обратил внимание Ружицкий (Różycki, 1957). Таким образом, влияние айсбергов распространяется на всю зону пляжа.

Необходимо отметить, что, помимо указанных факторов, на строение и формирование отложений пляжа в условиях замерзающих морей Арктики оказывает влияние припайный лед. Хотя это, конечно, не ледниковый фактор, но учитывать его при изучении соответствующих осадков, очевидно, следует. В этом отношении мы опять же сошлемся на наблюдения Ружицкого по пляжам Ван-Кёлен-фиорда и залива Бельсунн. В этом районе Ружицкий описал следы деятельности морского льда при торошении. Морфологический эффект, производимый льдом в этом случае, можно сравнить, пожалуй, только с работой бульдозера. Надвигаясь на берег, он срывает верхнюю часть пляжевых отложений и передвигает ее в виде вала. При этом часть льда оказывается погребенной под сдвинутым им песчано-галечным материалом, что после его таяния приводит к образованию микробугристого термокарстового рельефа. В условиях Шпицбергена подобный процесс наиболее интенсивно развит на открытых участках побережья. В глубине фиордов наблюдать его почти не приходится, поскольку там невозможны сколько-нибудь значительные подвижки морского льда. Более развит он на островах архипелага Земля Франца-Иосифа, где наблюдался нами на о-ве Земля Александры даже в ископаемом состоянии. Здесь бугры, сложенные песчано-галечным материалом, на поверхности 10-метровой террасы возвышались над межбугровыми западинами на 2—3 м. Такая значительная их высота обусловлена огромной работой мощных припайных льдов этого района. Несомненно, при подобных процессах сильно нарушаются первичные текстуры пляжевых отложений.

В заключение раздела кратко рассмотрим влияние айсбергов на отложения, накапливающиеся в вершинной части фиорда и в лагунах.

В вершинной части фьорда, свободной от ледника, основным поставщиком материала являются впадающие реки. Обилие выносимых ими наносов и укрытость от волн способствуют обмелению вершин фьордов. Наиболее хорошо этот процесс можно наблюдать в бухте Петунья Билле-фьорда, где за счет мощных выносов рек Эбба, Хэрби и Рагнар образовалась полоса осушки шириной около 2 км, представляющая собой плоскую отмель. С поверхности отмель сложена мелкозернистыми песками, а местами коричневато-бурыми алевритами. На поверхности отмели четко выражены грядки ряби волнения (рис. 71). На осушке встречаются, однако, также редкие гальки и валушки. Течение рек в месте их впадения в бухту настолько медленно, что они доносят сюда только песчаные и алевритовые частицы. Нами неоднократно наблюдалось, как при благоприятном ветре в бухту набивалось большое количество айсбергов, которые садились на мель, здесь же разрушались и, очевидно, сбрасывали оставшийся в них, ранее не вытаявший грубый обломочный материал. По-видимому, этим и объясняется присутствие его в этих условиях (рис. 72).

В ископаемом состоянии отложения вершинных частей фьордов встречены нами в Грен-фьорде. Здесь эти осадки наблюдались в одном из эрозионных промылов под ледником Гренбреен, где они представлены толщей мерзлых темно-серых илистых алевритов с редкими валунами, оглеенных, с полусгнившими остатками морских водорослей, с характерным болотным запахом и значительным количеством фауны морских моллюсков. Среди последних О. М. Петров определил: *Macoма calcarea* (Chem.), *Hiatella arctica* (L.), *Mya truncata* L., *Serripes groenlandicus* (Chem.), *Chlamys islandicus* (Müller), *Mytilus edulis* L., *Musculus*, *Balanus* sp. Как мы увидим ниже, эти осадки датируются нами атлантическим временем голоцена по С¹⁴. Этому не противоречит и фауна моллюсков.

Выше по разрезу, как это видно уже в обнажениях, обращенных непосредственно к морю, толща алевритов опесчанивается и завершается отложениями, аналогичными описанным выше при характеристике пляжа и средней части подводного аккумулятивного берега.

Наконец, кратко охарактеризуем ф а ц и ю л а г у н. Ее осадки довольно часто встречаются в разрезах морских террас среди отложений пляжа, что вполне понятно, исходя из динамики накопления последних. В качестве примера можно сослаться на описанный нами разрез морфологически выраженной лагунной депрессии, сохранившейся на поверхности 12-метровой террасы на восточном берегу Билле-фьорда в 1 км южнее бывшей базы английской экспедиции Брюсбюен. В данном месте отложения лагуны сложены пачкой грязно-серых алевритов, мелкоплитчатых, довольно рыхлых, с выцветами солей, фауной морских моллюсков и большим количеством червеобразных выделений карбонатов; видимая мощность около 1,5 м. В небольшом количестве в алевритах содержат

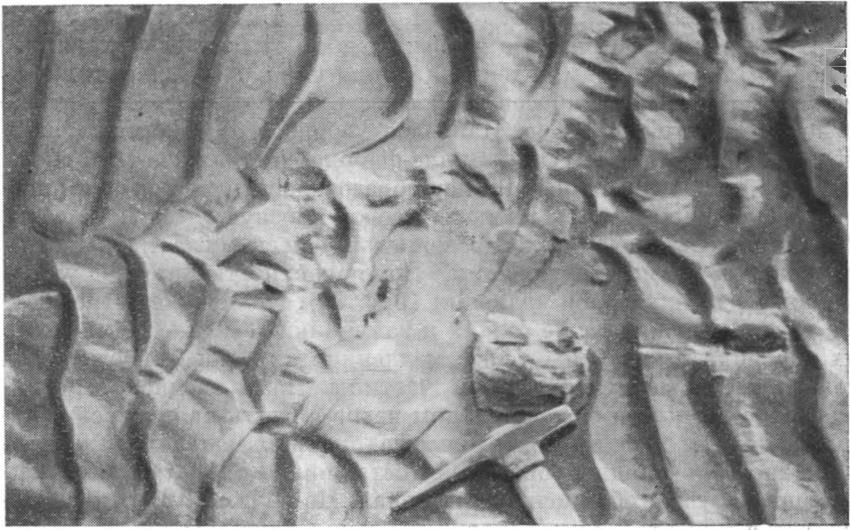


Рис. 71. Рябь волнения на полосе осушки в вершинной части бухты Петунья *

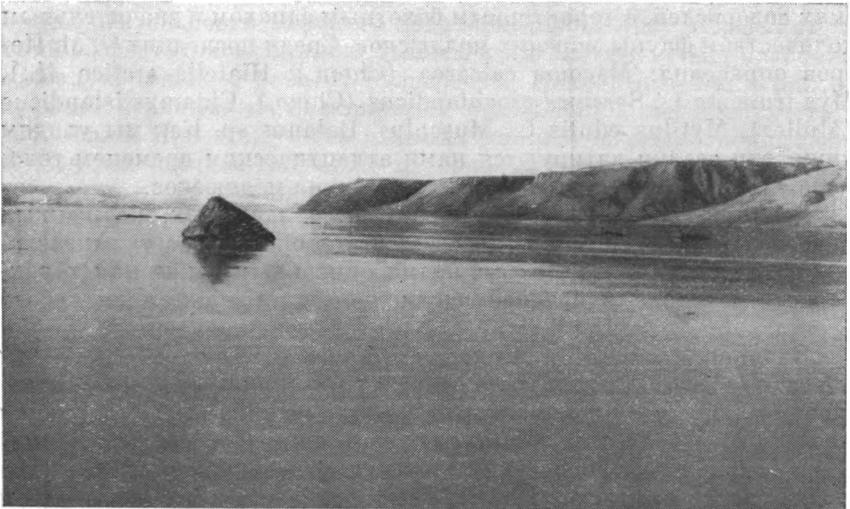


Рис. 72. Валун, сброшенный с айсбергов на мелководье бухты Петунья

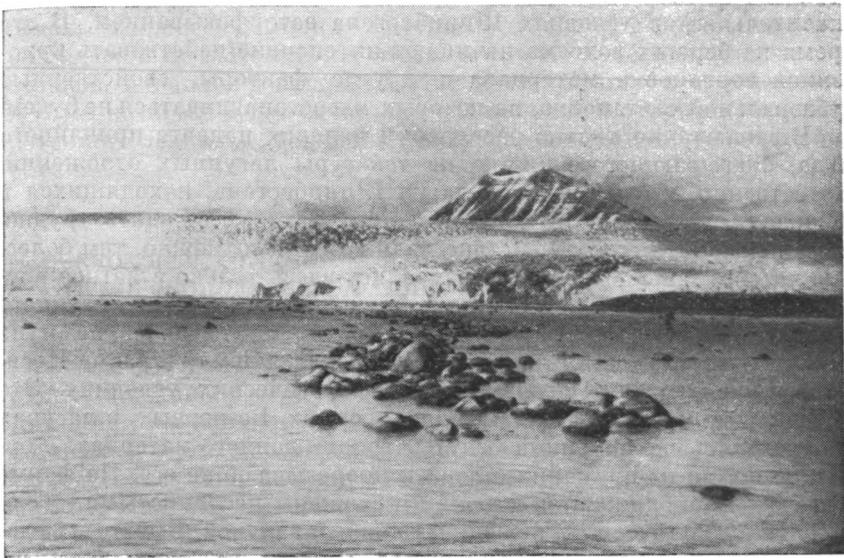


Рис. 73. Скопление крупных валунов, блокирующих вход в одну из лагун бухты Адольфа вблизи ледника Норденшельда

ся галька и валуны. По-видимому, их появление в этих осадках, так же как и в осадках вершинной части фьорда, связано с приносом айсбергами.

Особенно интересно влияние материала, сброшенного с айсбергов, в случае, если лагуна располагается вблизи крупного ледника, спускающегося в море. Подобные условия характерны для полуотшнуровавшейся лагуны на южном берегу бухты Адольфа вблизи ледника Норденшельда. Здесь на мелководье постоянно застревают крупные айсберги, в результате таяния которых образовалось скопление валунов в виде разорванной цепочки, блокирующей в настоящее время вход льдов в лагуну (рис. 73). Поэтому на поверхности осушки в самой лагуне валунный материал практически отсутствует.

Необходимо отметить, что уменьшение количества обломочного материала снизу вверх наблюдалось в ряде разрезов, вскрывающих строение отложений лагун. Это, очевидно, также связано с процессом постепенного отшнурования лагун и все меньшим проникновением в них айсбергов, несущих обломочный материал. Поэтому при детальном изучении лагунных отложений среди них рационально выделять подфацию, накапливающуюся в фазу начального периода существования лагуны при относительно свободном проникновении в нее айсбергов, и подфацию, соответствующую фазе отшнуровавшейся лагуны, практически перешедшей на полуозерный режим. Эта конечная фаза существования лагун завершается

резким опреснением образовавшегося озерного водоема и очень незначительным в условиях Шпицбергена заторфовыванием. В это время на берегах водоема начинают интенсивно действовать криогенная сортировка материала и другие факторы, свойственные субарктической обстановке, на которых мы останавливаться не будем.

В заключение кратко рассмотрим явления надвига припайного льда, оказывающего влияние на текстуры лагунных отложений. Естественно, что в пределах лагун Шпицбергена, находящихся в фиордах, существенного влияния этого фактора ожидать трудно, хотя исключить его воздействие полностью невозможно, тем более, что четвертичные отложения изучались здесь только в летнее время, когда лед лагун уже растаял. Активное воздействие лагунного льда на лагунные отложения многократно наблюдалось нами на побережье о-ва Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа в несколько иных ледовых и морфологических условиях. Это воздействие проявляется там в двух формах. Во-первых, в лагунах наблюдались серповидно-изогнутые грядки донного материала, торчащие прямо из припайного льда и прорезывающие его. По форме эти гряды приближаются к дюнам и сложены песчанистыми илами с большим количеством щебенки, гальки и валунов. Высота их различна и колеблется от 0,7 до 5 м над поверхностью льда, а максимальная длина достигает 20—30 м. Непосредственно около гряд в припайном льду имеются проталины, что, очевидно, связано с большой аккумуляцией ими солнечного тепла.

Образование описанных грядок связано с подвижками морского льда, который сдирает донные осадки с наиболее мелких участков лагун и нагромождает их в виде описанных грядок. Это, несомненно, должно резко сказаться на типе напластования лагунных отложений.

Необходимо отметить, что в неглубоких лагунах вследствие воздействия припайного льда временами происходят заморы. С этим связана массовая гибель рыбы, что обуславливает в лагунных осадках, слагающих описанные грядки, повышенное содержание рыбных костей.

Как отмечалось при описании отложений фации пляжа, в некоторых случаях формы рельефа, связанные с деятельностью припайного льда, могут переходить в ископаемое состояние. В других случаях они хотя и разрушаются с течением времени, но все же существуют достаточно долго и довольно распространены на аккумулятивных побережьях и морских террасах Полярного бассейна. Описанные формы рельефа и связанные с ними нарушения в текстурах осадков можно назвать ледово-надвиговыми.

Наконец, очень кратко остановимся на осадках, накапливающихся вблизи абразионного берега. Отложения приглубого абразионного берега фиордов в разрезах нам наблюдать, естественно, не удалось. Поэтому отметим только два важнейших фактора, существенно влияющих на накапливающиеся здесь морские

осадки. Первый из них — разнос материала айсбергами, а второй — обвалы и процесс осыпания материала со склонов непосредственно на морской лед. Исходя из этого, нетрудно себе представить тип осадков, накапливающихся на этих участках, характерной особенностью которых будет сочетание обломочного материала как обработанного ледником, так и совершенно лишенного какой-либо обработки.

НЕКОТОРЫЕ ОТЛИЧИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕН ОТ МОРЕНОПОДОБНЫХ ФАЦИЙ ЛЕДНИКОВО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ниже мы попытаемся дать краткую сравнительную характеристику описанных выше континентальных морен и наиболее близких к ним по внешнему облику отложений фаций подводных морен из группы ледниково-морских осадков. Эта характеристика не является всеобъемлющей. По нашему мнению, ее следует рассматривать как одну из первых попыток подобного рода, которая нуждается, естественно, в дальнейших проверках и уточнениях. Тем не менее на основе имеющегося материала уже сейчас можно сформулировать некоторые особенности и основные критерии, позволяющие различать отмеченные осадки.

Донные морены закономерно, парагенетически связаны со сложным построенным комплексом отложений зоны мертвых льдов, с флювиогляциальными и аллювиальными отложениями, а также с соответствующим комплексом как аккумулятивных, так и экзарационных форм рельефа. На коренных породах, подстилающих морены, часто можно наблюдать штрихованное ледниковое ложе. Наиболее существенной особенностью строения как современного мореносодержащего льда, так и плейстоценовых морен (в данном случае имеются в виду не только шпицбергенские) является наличие гляциодинамических текстур, свидетельствующих о пластическом и чешуйчато-надвиговом типах движения льда. Присутствие этих текстур в уже отложенных моренах, безусловно, свидетельствует о том, что донные морены откладываются под движущимся льдом и в процессе отложения не проходят жидкой фазы. По-видимому, именно этим можно объяснить и повышенную плотность донных морен, которую, с этой точки зрения, условно даже можно назвать динамической уплотненностью.

Весь фациальный ряд ледниково-морских отложений подчинен основному фактору осадконакопления — морю. Поэтому во всех фациях ледниково-морских отложений имеется ряд особенностей, которые указывают на морской тип осадконакопления. Сравнивая осадки подводной морены, которые по литологическому облику оказались наиболее близкими к континентальным моренам, можно отметить следующие их особенности:

1: В отложениях подводных морен отсутствуют гляциодинамические текстуры и структуры, свойственные донным моренам.

2: Изучение ориентировки по странам света длинных осей валунов в осадках подводных морен показало отсутствие каких-либо закономерностей. Одновременно выяснилось, что центр тяжести валунов обычно находится внизу и длинные оси их располагаются под острыми углами к горизонту. В донных моренах Шпицбергена и в мореносодержащем льду современных ледников ориентировка длинных осей валунов оказалась принципиально такой же, как это уже установлено во многих областях плейстоценового и современного оледенения.

3. Обломочный материал, содержащийся почти во всех фациях ледниково-морских отложений, в области распространения карбонатных пород нередко покрыт известковой коркой, отсутствующей на валунах донной морены. Одновременно мелкозем морен Шпицбергена в отличие от ледниково-морских отложений характеризуется крайне малым содержанием глинистых частиц (2,5—7,5%). Соответственно донные морены имеют чрезвычайно низкую пластичность.

4. Микроскопическое изучение морен показало, что они отличаются отсутствием какой-либо сортировки и большим содержанием обломков пород. Как было показано выше, в ледниково-морских отложениях уже появляется сортировка материала и меньше содержится грубого обломочного материала. Выделений аутигенных минералов как в ледниковых, так и в ледниково-морских отложениях Шпицбергена практически не обнаружено. Только в одном шлифе из айсберговых ледниково-морских отложений были обнаружены небольшие выделения аутигенного пирита. Однако какие-либо выводы из этого факта для описываемых отложений Шпицбергена делать, очевидно, рано.

5. Практически во всех фациях ледниково-морских отложений обнаружены раковины морских моллюсков, захороненные в прижизненном состоянии; имеются фораминиферы, а в некоторых из них остатки морских водорослей. В донных моренах фауна морских моллюсков встречается только в виде мелких редких обломков. Несколько больше раковин морских моллюсков достаточно хорошей сохранности было встречено нами среди современных и древних отложений потоков маргинальных каналов, которые нередко в прибортовых частях долин, занятых ледниками, размывают морские отложения. Таким образом, наличие морской фауны в моренopodobных отложениях не всегда может однозначно указывать на их морской генезис. В этом случае для окончательного суждения о генезисе необходим детальный фациальный анализ отложений.

6. Весьма интересны данные по изучению естественной остаточной намагниченности (I_n) айсберговых ледниково-морских отложений, осадков, подводной морены и континентальной морены.

В. И. Трухин установил, что намагниченность континентальных морен значительно меньше намагниченности ледниково-морских отложений (табл. 4)¹.

Т а б л и ц а 4

Значения I_n основной морены и ледниково-морских отложений

Ледниково-морские отложения		Основные морены		Ледниково-морские отложения		Основные морены	
№ образца	$I_n \cdot 10^{-7}$ эс	№ образца	$I_n \cdot 10^{-7}$ эс	№ образца	$I_n \cdot 10^{-7}$ эс	№ образца	$I_n \cdot 10^{-7}$ эс
Ш-1	27	Ш-7	6	Ш-19	28	Ш-13	7
Ш-2	21	Ш-8	7	Ш-20	31	Ш-14	12
Ш-3	18	Ш-9	7	Ш-21	22	Ш-15	7
Ш-4	24	Ш-10	9	Ш-22	30	Ш-16	10
Ш-5	23	Ш-11	8			Ш-17	6
Ш-6	22	Ш-12	6			Ш-18	8

Исследования магнитной вязкости (S) пород показали, что континентальные морены отличаются большей вязкостью (табл. 5).

В. И. Трухин установил, что в результате прогрева значительная часть остаточной намагниченности в образцах основной морены была разрушена или имела значения ниже предела ошибок измерения, в то же время намагниченность ледниково-морских отложений уменьшилась незначительно (табл. 6).

При размагничивании H переменным полем 500 э у образцов ледниково-морских отложений снималось около 60% остаточной намагниченности. Оценить стабильность остаточной намагниченности H основных морен не представилось возможности, так как при размагничивании уже в поле 200 э значения ее были в пределах ошибок измерения.

В. И. Трухин пришел к выводу о детритном происхождении остаточной намагниченности ледниково-моренных отложений. В основных моренах намагниченность обусловлена магнитовязкими процессами. С нашей точки зрения, это обусловлено, по-видимому, в основном тем, что донные морены в процессе отложения не проходят жидкой фазы.

Возможно, дальнейшие исследования по изучению палеомагнетизма морен и ледниково-морских отложений подтвердят эти закономерности и геологи получат надежный метод для разграничения литологически сходных, но генетически различных отложений. Одновременно эти данные до некоторой степени расширят и воз-

¹ Измерения остаточной намагниченности (I_n) производились на рок-генераторе системы В. И. Дианова-Клюкова с ценой деления $1,25 \cdot 10^{-7}$ эс.

Таблица 5

Значение коэффициентов S и $S_{отн}$ в ледниково-морских отложениях и континентальных моренах

Ледниково-морские отложения			Основные морены		
№ образца	S	$S_{отн}$	№ образца	S	$S_{отн}$
Ш-1	0,82	0,12	Ш-7	5,75	2,00
Ш-2	0,77	0,17	Ш-8	5,75	2,20
Ш-3	4,61	1,11	Ш-9	5,75	2,00
Ш-4	4,00	0,82	Ш-10	7,92	2,50
Ш-5	≈0,00	≈0,00	Ш-11	5,83	1,80
Ш-6	0,45	0,08	Ш-12	1,91	1,00
Ш-19	2,42	1,91	Ш-13	3,22	1,51
Ш-20	0,93	0,21	Ш-14	6,42	1,95
Ш-21	0,85	0,22	Ш-15	8,12	2,43
Ш-22	2,74	0,97	Ш-16	4,97	1,74
			Ш-17	5,75	1,62
			Ш-18	6,01	3,17

Примечание.

$$S = \frac{\sqrt{In_1} - \sqrt{In_2}}{2lgt},$$

где In_1 , In_2 — значения In при выдержке по полю и против поля лаборатории в течение времени t (сек.).

Таблица 6

Значение In ледниково-морских отложений до (In_1) и после (In_2) прогрева при $T = 100^\circ \text{C}$

№ образца	$In_1 \cdot 10^{-7}$ эс	$In_2 \cdot 10^{-7}$ эс	$In_T \cdot 10^{-7}$ эс
Ш-2	21	20	16
Ш-3	18	15	13,5
Ш-4	24	19	16,5
Ш-5	23	22,8	18,5

Примечание. In_T — значения остаточной намагниченности после выдержки образца против поля лаборатории в течение 20 дней.

возможности применения самого палеомагнитного метода при изучении горных пород.

7. Дополнительным отличительным признаком марино-гляциальных и континентальных морен может служить разная степень их остаточной солености. По устному сообщению Н. В. Ренгартен,

эмпирически установлено, что в антропогенных породах континентального происхождения содержание ионов хлора обычно не превышает 0,02—0,04%, а в породах, генетически связанных с морскими осадками, оно увеличивается до 0,34—0,70% и выше.

Аналогичная закономерность была подтверждена и на шпицбергенском материале. В двух образцах маринно-гляциальных отложений, по данным Н. В. Ренгартен, содержание ионов хлора оказалось 0,40 и 0,68%. В образцах из донных морен соответственно 0,04% и 0.

8. Наконец, изучение инженерно-геологических свойств мореноподобных ледниково-морских отложений выявило их меньшую уплотненность по сравнению с моренами. Как отмечалось выше, большая уплотненность морен связана с динамическим воздействием движущегося льда глетчера. В свое время В. А. Приклонский (1955) отметил большую плотность моренных глин Русской равнины даже по сравнению с кембрийскими глинами. Сравнительно недавно Истербрук (Easterbrook, 1964), изучив мореноподобные ледниково-морские отложения и континентальные морены на побережье залива Пьюджет в штате Вашингтон, обнаружил достаточно резкие различия этих образований по степени уплотненности. Эти результаты оказались очень перспективными для разработки признаков, позволяющих разграничивать ледниково-морские и ледниковые отложения сходного облика. В этом отношении интересно обратить внимание читателя на то, что аналогичные результаты, правда пока по единичным образцам, получились и на нашем материале (табл. 7, рис. 74). Более того, степень уплотненности морен Шпицбергена оказалась близкой к уплотненности морен центральных районов Русской равнины (данные А. А. Максимова) и мореноподобных отложений роговской свиты Припечорья

Рис. 74. Уплотненность морен, ледниково-морских, мореноподобных, морских и озерных отложений

1 — морены Шпицбергена; 2 — ледниково-морские отложения Шпицбергена; 3 — морены центральных районов Русской равнины (по Максимова); 4 — мореноподобные суглинки и супеси роговской свиты Большеземельной тундры (по материалам Гидропроекта); 5 — глины и суглинки водного генезиса Припечорья, а также морские отложения разреза Вастьянский Конь (по материалам Гидропроекта)

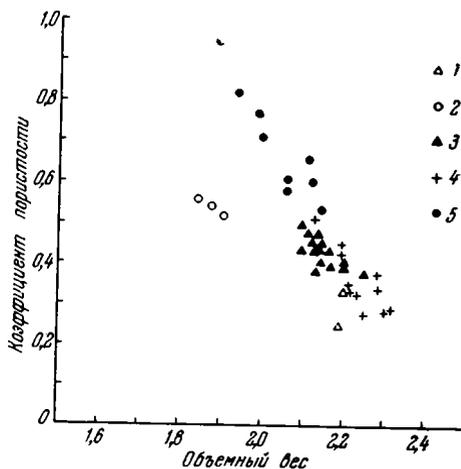


Таблица 7

Результаты лабораторных исследований физико-механических свойств грунтов

№ образца	Гранулометрический состав, %, величина частиц, мм										
	галька	гравий		песчаные частицы					пылеватые частицы		глина
		>10—10	10—5	5—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	
1	—	—	—	—	—	0,1	0,1	18,7	6,4	18,8	55,9
23	0,4	0,2	1,0	0,7	1,0	1,0	2,5	8,0	30,5	11,8	42,9
119	28,6 *	8,20	6,80	13,0	2,30	2,80	4,40	7,60	12,40	6,40	7,50
181	—	0,60	0,80	1,50	0,10	0,10	0,10	9,90	3,44	16,60	35,9
187	34,8 **	4,30	3,40	9,40	1,60	2,20	2,70	5,20	26,90	7,10	2,40

Таблица 7 (окончание)

№ образца	Гигроскопичность, %	Вскипание от HCl	Природная влажность, %	Объемный вес природного сложения, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, %	Коэффициент пористости	Пластичность			Отложения
								граница текучести, %	граница раскатывания, %	число пластичности	
1	2,3	Нет	3,10	1,83	2,76	35,87	0,559	37,8	23,0	14,8	Подводная морена
23	3,4	»	16,6	2,01	2,73	37,00	0,588	36,0	19,7	16,3	Айсберговые
119	0,77	Вскип.	0,80	2,18	2,69	19,70	0,245	14,9	13,6	1,30	Морена
181	1,41	»	1,80	1,86	2,78	34,17	0,519	28,0	18,3	9,7	Айсберговые
187	1,71	»	5,30	2,23	2,82	24,82	0,330	16,50	12,0	4,50	Морена

* 20=11,6; 20—10=17,0.

** 20=25,3; 20—10=9,5.

(материалы Гидропроекта) ¹. Наоборот, степень уплотненности глин различного водного генезиса Припечорья, в том числе и морских глин из известного в литературе разреза Вастьянский Конь, оказалась довольно незначительной.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что изложенные отличия донных морен и ледниково-морских мореноподобных отложений не являются, конечно, достаточно полными. Не исключено, что часть из них при дальнейшей разработке этого вопроса отпадет, а вместо них появятся новые. Более того, часть выявленных нами различий имеет, по-видимому, чисто местное значение и характерна только для условий фьордового побережья и горно-долинного оледенения. Тем не менее нам кажется, что даже в таком виде изложенный материал по динамике накопления ледниково-морских отложений, их строению и отличию от ледниковых (моренных) отложений может представить интерес для геологов, работающих в зоне распространения аналогичных по генезису осадков.

¹ Мы понимаем, что этих данных недостаточно, чтобы судить о генезисе мореноподобного отложения роговской свиты, но сам по себе выявившийся вполне объективный факт, несомненно, представляет большой интерес.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ СКЛОНОВОЙ ДЕНУДАЦИИ И ИХ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Наши наблюдения над процессами склоновой денудации на Шпицбергене были в значительной степени фрагментарными, так как проводились лишь попутно со сбором материала по ледниковым и ледниково-морским отложениям. Тем не менее изложение их в настоящей работе необходимо привести, поскольку Шпицберген часто рассматривают как своего рода эталон для суждения о ходе аналогичных процессов в перигляциальной обстановке плейстоценовых оледенений более южных широт.

Особенности процессов склоновой денудации и их зональность изучались многими исследователя Шпицбергена. Особенно подробно были изучены процессы осыпания (Rapp, 1960), солифлюкции (De Geer, 1904; Poser, 1936; Dege, 1941; Corbel, 1956, 1966; Dutkiewicz, 1961; Jahn, 1959; Różycki, 1957; Klatka, 1961; Büdel, 1960) и общая зональность процессов склоновой денудации (Jahn, 1961; Różycki, 1957). Поэтому ниже мы остановимся только на некоторых частных вопросах, по которым нам удалось сделать свои наблюдения.

Важнейшими формами склоновой денудации на Шпицбергене являются: обваливание, осыпание, склоновый смыв, солифлюкция, нивация и работа каровых ледников. Все они оказывают существенное влияние на морфологию склонов. Однако роль их в разных случаях неодинакова.

Резко расчлененный горный рельеф, большие уклоны склонов, низкие среднегодовые температуры способствуют широкому распространению процессов обваливания и осыпания. Надо отметить, что, несмотря на довольно широкое распространение процессов обваливания, морфогенетическая роль их в преобразовании склонов относительно невелика. В подавляющем большинстве случаев эти процессы приводят к сравнительно небольшим обрушениям, дающим начало рассредоточенным развалам одиночных крупных глыб. Эти глыбы впоследствии в условиях Шпицбергена могут оказаться

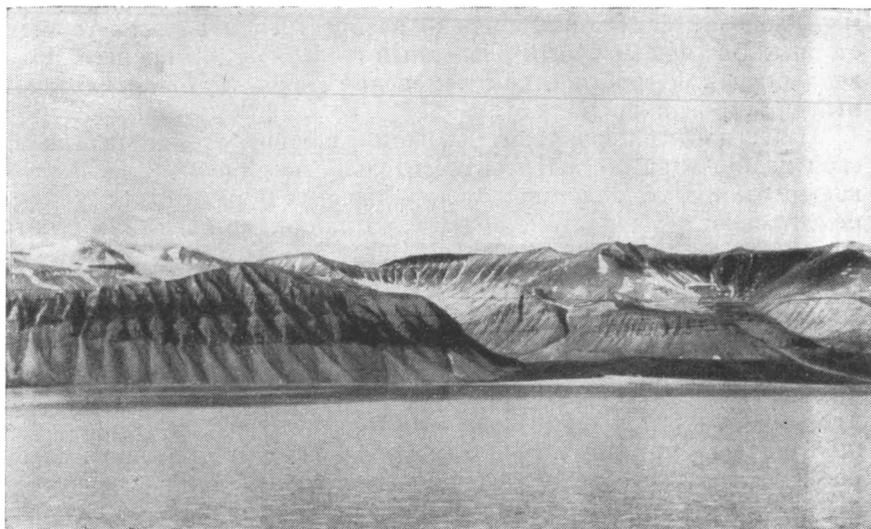


Рис. 75. Лавинные и эрозионные борозды на склонах гор

включенными в морские, аллювиальные, пролювиальные, осыпные и ледниковые отложения (боковые и срединные морены). Конечно, трудно себе представить, что на Шпицбергене не существует крупных обвалов, играющих самостоятельную роль в изменении морфологии склонов. К сожалению, собственных наблюдений в этой области мы не имеем. В известной нам литературе они также отсутствуют, что вполне может быть объяснено сравнительной редкостью крупных обвалов и недостаточным вниманием к выявлению древних обвальных накоплений на Шпицбергене.

Значительное воздействие на морфологию склонов на о-ве Западный Шпицберген оказывают снежные лавины, которые у подножия склонов могут формировать соответствующие отложения. Насколько нам известно, впервые на большую роль снежных лавин в преобразовании склонов здесь указал Ружицкий (Różycki, 1957). Этот исследователь отметил широкое распространение густой сети параллельных лавинных борозд, покрывающих все склоны гор. Нами лавинные борозды отмечались почти повсеместно во всех районах наших исследований. Они были хорошо выражены как на простых крутых склонах (рис. 75), так и в цирках каров и в вершинных частях простых ледников. Обломочный материал, приносимый снежными лавинами на поверхность долинных ледников, принимает участие в образовании срединных и боковых морен, а у подножия склонов участвует в формировании глыбовых россыпей и конусов осыпания.

Теперь несколько слов о процессе осыпания, который, как форма склоновой денудации, широко распространен во всех горных странах. Это непрерывный медленный геологический процесс, приводящий к морфологическим изменениям за достаточно длительный промежуток времени.

Известно, что механизм осыпания состоит в скатывании и скольжении вниз по склону относительно небольших глыб и кусков щебенки под действием силы тяжести. В результате у подножия склона образуются конусы осыпания, которые впоследствии, при слиянии друг с другом, могут превратиться в осыпной шлейф.

Отделение глыб и щебенки коренных пород происходит в ходе физического выветривания. В горных странах арктических районов, к которым относится и Шпицберген, многими исследователями признается большая интенсивность этого выветривания и его ведущая роль в разрушении коренных горных пород. Особенно большое значение придается при этом морозному выветриванию, которое в литературе обычно рассматривается как фактор, резко увеличивающий поступление грубообломочного материала со склонов в условиях субполярного и ледникового климата.

Наши наблюдения на Шпицбергене показали, что там широко распространены конусы осыпания, достигающие у крутых и высоких склонов очень больших размеров. Однако они нигде не сливаются в единые осыпные шлейфы, подобные мощным осыпным шлейфам горных стран аридной зоны, например Средней Азии или Монголии. Отсюда уже становится ясным, что процессы осыпания, а следовательно, и подготавливающее их физическое выветривание в современной климатической обстановке Шпицбергена протекают не настолько интенсивно, чтобы обеспечить подобный эффект за время по крайней мере с конца последнего плейстоценового оледенения.

Мало того, есть основания утверждать, что в наше время осыпание происходит резко замедленно и после начальной фазы обрушения склонов ледниковых трогов, недавно освободившихся от ледников, вообще не привело к сколько-нибудь существенным результатам. В этом отношении очень показательны систематические наблюдения, проводившиеся некоторыми зарубежными исследователями за отдельными крупными конусами осыпания и позволяющие составить представления о динамике их развития. Классическим примером являются конусы осыпания, неоднократно описанные и сфотографированные рядом зарубежных исследователей на северном берегу Темпель-фиорда в бухте Бьонхамна. Здесь к берегу фиорда подходит возвышенность Темпель высотой до 500 м, которая имеет крутые отвесные обрывы. Сложена возвышенность песчаниками, известняками, аргиллитами и алевролитами карбона и перми. У подножия возвышенности имеется ряд конусов осыпания, которые сложены щебенкой коренных пород и поднимаются

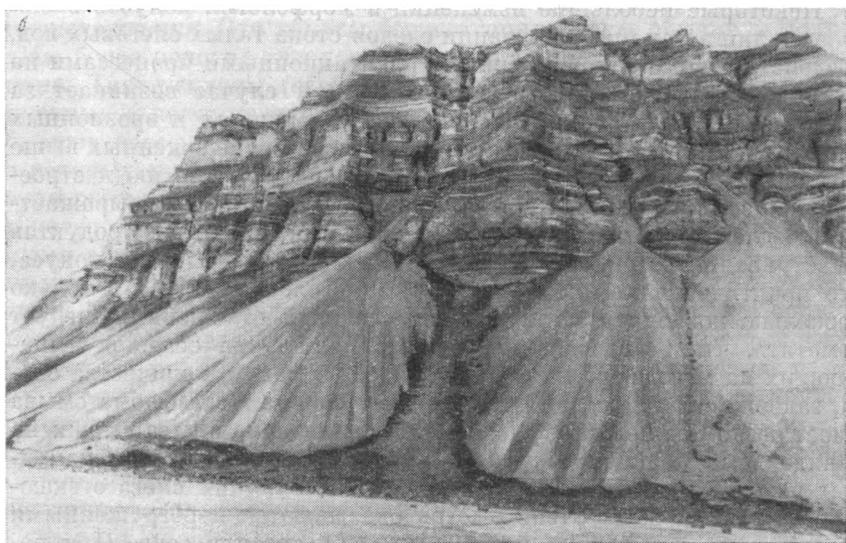
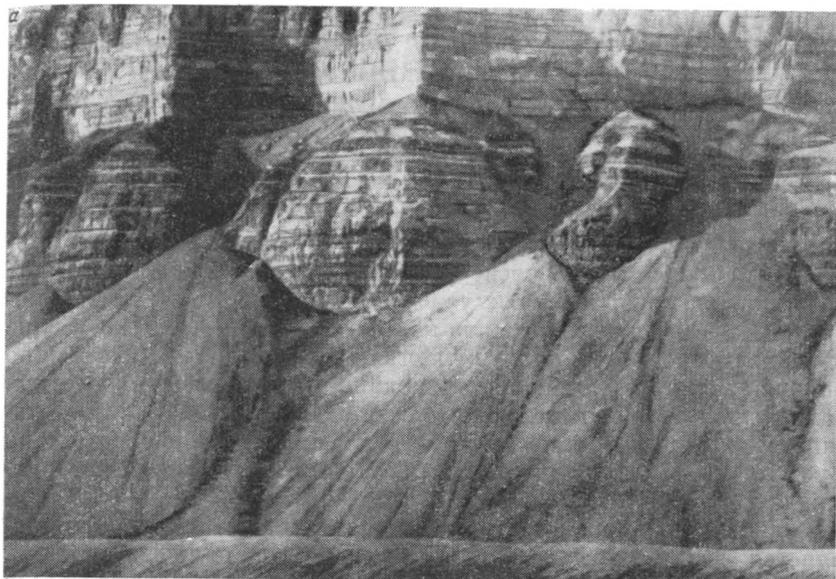


Рис. 76. Конусы осыпания в бухте Бьохоамна
а — 1882 г. (фото Де Геера); **б** — 1966 г. (фото автора)

по склону примерно до высоты около 200 м. Выше них обычно располагаются почти совершенно отвесные стенки. В 1882 и 1896 гг. эти конусы осыпания были сфотографированы Де Геером, затем в 1924 г. Келлером, в 1936 г. Люнке, в 1954 г. Рашом и в 1966 г. автором настоящей работы (рис. 76 а, б).

Анализ всех имеющихся фотографий показывает, что за последние 84 года описанные конусы не претерпели никаких существенных изменений. Более того, внимательное изучение фотографий показывает, что сохранились даже многие мельчайшие детали морфологии конусов, в том числе расположение отдельных обломков горных пород, задернованных участков поверхности и т. п. Наблюдения на месте показывают, что как на самих конусах, так и близ их поднятий на поверхности прилегающих морских террас можно обнаружить лишь единичные и крайне редкие свежие обломки, сравнительно недавно свалившиеся со склона. Подвляющее большинство глыб и щебня, несомненно, поступило в осыпь очень давно и успело покрыться лишайниками. Иными словами, можно утверждать, что при современной климатической обстановке на крутых хорошо дренированных склонах физическое выветривание проявляется весьма слабо. Это касается и морозного выветривания, для проявления которого весьма неблагоприятными оказываются условия увлажнения.

Некоторые небольшие изменения в морфологии конусов выявляются лишь при прослеживании следов стока талых снеговых вод, воздействующего одновременно с гравитационными процессами на их поверхность. Склоновый сток в данном случае возникает за счет таяния снега, накапливающегося в лавинных и эрозионных бороздах и в нивально-морозобойных нишах, расположенных выше осыпей. Влияние вызываемого им смыва на морфологию и строение конусов проявляется в двух формах. Первая форма выражается в медленном и постепенном переносе мелкоземистых продуктов выветривания со склона и вымывании их в тело осыпного конуса, что практически не сказывается на морфологии конуса и только несколько повышает заглиненность осыпных отложений. Следует отметить, что вследствие небольшого количества осадков, выпадающих на Шпидбергене в виде дождей, и малого количества снега, задерживающегося на очень крутых склонах, эта форма смыва имеет резко подчиненное значение. Вторая форма смыва выражена в виде дамб периодически возникающих небольших грязекаменных потоков. Весной в случае интенсивного таяния снега стекающие со склона воды очень быстро оказываются перегруженными обломочным материалом и легко превращаются в сели. При радиальном растекании селей по поверхности конуса осыпания они дробятся на ряд мелких разветвлений. В краевых частях селевых потоков скорость их движения меньше, что обуславливает отложение материала в виде миниатюрных дамб, окаймляющих радиально расходящиеся русловые ложбинки и придающих своеобразный

морфологический облик поверхности конуса осыпания. Незначительные изменения в числе и расположении подобных ложбинок только и фиксируются при сравнении упомянутой серии фотографий.

Некоторые исследователи (Sharp, 1942; Каплина, 1965) относят описанный выше микрорельеф окаймленных дамбами ложбинок на аккумулятивных частях склонов к следам проявления быстрых солифлюкционных сплывов (рис. 77). Наши наблюдения за деятельностью небольших ручейков (талые воды снежников), текущих по незадернованным склонам, сложенным рыхлыми песчано-глинистыми породами, показывают, что он возникает только во время прохождения селевых потоков. Подобные наблюдения были сделаны нами при изучении особенностей накопления современного делювия в Среднем Поволжье (Лаврушин, 1965). Они описаны также в литературе, в которой рассматривается деятельность селевых потоков. Поэтому относить этот тип микрорельефа к следам проявления быстрых солифлюкционных сплывов вряд ли возможно, поскольку возникновение его совершенно не связано с процессами солифлюкции даже при самом широком понимании этого термина.

Надо отметить, что более резко подобные ложбинки выражены не на конусах осыпания, а на широко распространенных на Шпицбергене конусах смешанного делювиально-пролювиального происхождения. Эти конусы бывают приурочены обычно к подножию более пологих склонов в речных долинах, не занятых ледниками. Такие склоны (особенно в пределах распространения менее прочных и легче поддающихся размыву третичных пород) обычно бывают рассечены довольно глубокими эрозионными рывтинами, в которых скапливается много снега. Летом, при таянии снега, по этим рывтинам текут ручьи. В пределах конусов русла ручьев хотя и четко оформлены, но, как правило, бывают загромождены крупными обломками местных коренных пород. Поэтому в середине и конце лета, когда основная масса снега уже растаяла, ручейки здесь буквально сочатся между крупными глыбами. Наоборот, в начале лета, когда происходит дружное таяние снега, ручьи вздуваются, несут большое количество обломочного материала и нередко превращаются в водо-каменные потоки. В результате вдоль русловых ложбин постоянно протягиваются дамбы различной высоты, сложенные разнообразным по величине и почти совершенно неокатанным обломочным материалом. В разрезах одного из конусов описываемого типа нами наблюдалось чередование по вертикали линз хорошо промытого галечника мощностью до 0,1 м и линз неокатанного крупного обломочного материала в песчаном заполнителе мощностью до 0,7 м. Первые линзы мы относим к отложениям относительно спокойно текущих овражных ручьев, а вторые к отложениям селевых потоков, вызванных бурным таянием снега (рис. 78).

При анализе закономерностей распространения делювиально-пролювиальных конусов выяснилось, что наиболее хорошо они развиты на склонах южной и юго-западной экспозиции (долины Адвентдален, Сассендален, Грендален и др.). Здесь конусы крупнее, поверхности их круче, и они иногда даже сливаются у подножия склона в почти сплошной бордюр, в котором, однако, четко различимы единичные конусы, так что образования единого шлейфа все же не происходит. Тяготение делювиально-пролювиальных конусов к склонам южной и юго-западной экспозиции, по-видимому, связано с более интенсивным таянием снежников, вызывающим массовый снос обломочного материала селевыми потоками. Конусы, расположенные у подножия склонов северной экспозиции, обычно более пологи и меньше по размерам, что, очевидно, связано с меньшим количеством материала, приносимого на эти конусы селевыми потоками, реже возникающими и меньшими по размерам. Вследствие большей роли в формировании этих конусов водных потоков, возникающих при очень постепенном таянии снега в течение всего прохладного лета, можно ожидать, что в их строении селевые выносы занимают меньшее место. Однако надо подчеркнуть, что прямыми наблюдениями в этом отношении мы не располагаем и это предположение еще надо подтвердить соответствующими полевыми исследованиями.

Сходное происхождение имеют аллювиально-пролювиальные конусы, расположенные у подножия склонов, на которых имеются каровые или небольшие висячие ледники (преимущественно склоны северной и восточной экспозиций). Водные потоки, формирующие эти конусы, более постоянны, и их режим близок к описанному выше для склонов северной экспозиции, лишенных ледников, а поэтому и роль селевых накоплений в строении таких конусов вряд ли велика.

Суровый климат и очень слабое развитие растительного покрова на Шпицбергене приводят к широкому распространению здесь незадернованных и, на первый взгляд, свежих конусов осыпания и пролювиальных конусов выноса. Это создает впечатление кажущейся интенсивности процессов осыпания, склонового смыва и овражной эрозии. Но значительных нагромождений обломочного материала у подножия склонов здесь фактически нет и склоны не «утопают» в снесенных с них продуктах разрушения. Это связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, значительная часть продуктов склонового смыва тут же вовлекается в дальнейший перенос ледниками, реками или перерабатывается морем. Во-вторых, и это весьма существенно, скорость всех указанных процессов на склонах сама по себе довольно невелика, вопреки первому впечатлению.

Выше обращалось внимание на незначительную скорость накопления конусов осыпания в Темпель-фиорде. Аналогичные наблюдения сделаны нами и еще севернее на о-ве Северо-Восточная

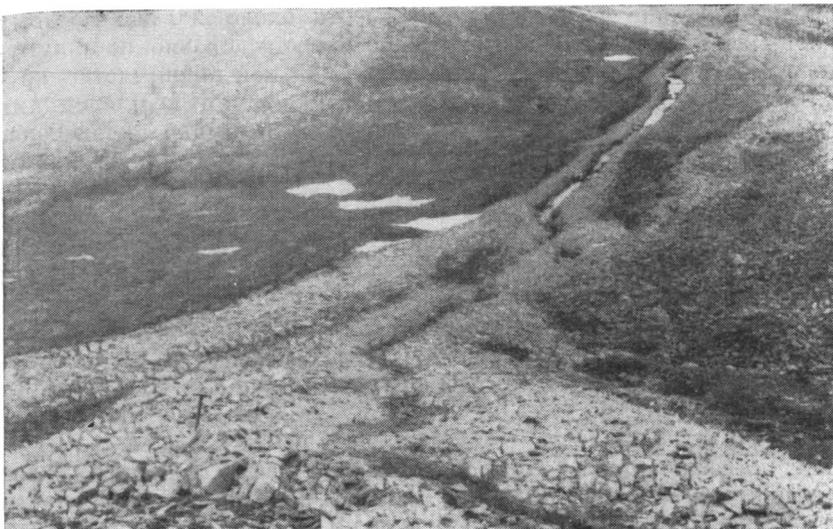


Рис. 77. Каменные бордюры селевого потока



Рис. 78. Русло временного потока и общий вид отложений конуса выноса (Темпель-фиорд)

Земля. Особенно показательны здесь наблюдения за подножием коренного склона у мыса Флора (высота около 200 м). К этому склону вблизи р. Водопад прилегает морская абразионно-аккумулятивная терраса высотой около 30 м. Над ней поднимается крутая осыпь, сложенная крупными глыбами кварцитов и сланцами формации гекла-хук (верхний докембрий), имеющая уклон более 50°, выше которой расположены отвесные склоны. Несмотря на это, на поверхности террасы глыбы коренных пород, поступившие из осыпи, имеются лишь в узкой полосе, примыкающей к тыловому шву (рис. 79). Возраст 30-метровой террасы, по данным Олссон и Блейка (Olsson, Blake, 1961/62), датируется от 9270 ± 130 лет (мыс Свеанор, плавник, терраса высотой 36,5 м) до 9730 ± 130 лет (Вайзельбухта, раковина *Mya truncata*, терраса высотой 31 м), т. е. низами голоцена. Таким образом, почти за 9 тыс. лет с указанного склона поступило лишь очень немного осыпного и обвального материала.

Сравнительно невелика в целом и скорость накопления материала на делювиально-пролювиальных конусах. Как это будет показано далее, все крупные долины рек центральной части о-ва Западный Шпицберген были заняты ледниками не позднее чем 40 тыс. лет назад. Однако и за этот довольно продолжительный срок делювиально-пролювиальные конусы не успели слиться в морфологически единый шлейф. Мало того, высокоширотный пролювий явно недоразвит по сравнению с классическим пролювием семиаридных и аридных областей. В условиях Шпицбергена он формируется преимущественно временными потоками талых снеговых вод, а не редкими, но интенсивными дождевыми ливнями, как в семиаридном и аридном климате. В связи с этим не возникает столь бурных паводков и столь мощных селевых потоков, а значительная часть сносимого со склонов материала подхватывается и выносится текущими по дну оврагов и рытвин потоками талых снеговых вод. В итоге в пролювиальных конусах Шпицбергена в полной мере развиты только аналоги вершинной зоны классических пролювиальных конусов (Елисеев, 1963, 1964; Шанцер, 1966).

Все сказанное заставляет нас весьма осторожно относиться к тем достаточно высоким оценкам скорости склоновой денудации в условиях высокоширотной Арктики, которые даются ей некоторыми исследователями. Это в первую очередь касается описанных выше процессов гравитационного смещения, смыва и склоновой эрозии. Что касается солифлюкции, то в условиях Шпицбергена она также не может рассматриваться как фактор, существенно увеличивающий общий объем обломочного материала, сносимого со склонов. Этому прежде всего препятствует резко расчлененный рельеф архипелага, для которого характерны крутые, скалистые, хорошо дренированные, мало увлажненные склоны. На таких склонах солифлюкционное смещение практически невозможно. Оно проявляется только либо на уплощенных полого-покатых верши-



Рис. 79. Тыловый шов 30-метровой террасы, присыпанный обвальными глыбами

нах поверхностей платообразных возвышенностей, либо на выположенных участках склонов долин вблизи их подножий и на примыкающих к ним покатых конусах выноса, наклонных флювиогляциальных террасах и т. п. В сумме все эти элементы рельефа составляют сравнительно небольшую часть общей поверхности архипелага.

Однако и в этих наиболее благоприятных условиях, за редкими исключениями, солифлюкция вряд ли может рассматриваться как решающий фактор денудации. Во всяком случае, интенсивность ее проявления сильно ограничивается слабым развитием рыхлого покрова, малой мощностью деятельного слоя и кратковременностью сезонного протаивания.

Литературные данные по оценке возможной рельефообразующей и литогенетической роли солифлюкции на Шпицбергене и в высокоарктической обстановке вообще довольно противоречивы. Одни исследователи Шпицбергена указывают на ее значительную интенсивность (Dege, 1941; Poser, 1936), другие, наоборот, приводят доводы в пользу малого ее значения (Ян, 1961; Dutkiewicz, 1961). Локальность проявления солифлюкции и относительно малые площади, на которых она развита достаточно активно, заставляют нас склониться скорее ко второй точке зрения, хотя для отдельных пунктов и установлены достаточно значительные скорости солифлюкционного смещения грунта. Так, Деге (Dege, 1941) на побережье в районе Смеренбурга отметил движение солифлюк-

ционных языков после дождей и зафиксировал их смещение на 2—19 см за 66 час. в разных точках.

Интересные материалы по скоростям движения солифлюкционных террас в южной части Шпицбергена (залив Хорисунн) приводит А. Ян (1961). На склоне в 17—20°, сложенном глинистыми сланцами, он установил годовое смещение от 5—6 до 12 см. При этом в разные годы смещения были неодинаковыми. Наибольшие скорости были приурочены к центральным частям террас. Интересно, что Ян приходит к выводу о гораздо большей по сравнению с приведенными им данными роли склонового смыва как фактора преобразования рельефа Шпицбергена. Плоскостной смыв изучался этим исследователем на различных склонах. При этом было установлено, что на коротких склонах смывается до 1 г грунта с 1 м² поверхности, на длинных склонах до 5—16 г с 1 м² и, наконец, на склонах ниже снежников — до 18 г на 1 см³ поверхности. Исходя из этого, Ян и пришел к выводу, что интенсивность склонового смыва на Шпицбергене гораздо выше, чем интенсивность солифлюкции.

Надо заметить, однако, что хорошо выраженные морфологически натечные солифлюкционные языки и другие характерные формы микрорельефа указывают на явное преобладание именно солифлюкционных процессов, по крайней мере на очень многих склонах с достаточно мощным рыхлым покровом, поскольку их результаты не затушеваны явлениями поверхностного смыва (рис. 80). Поэтому вопрос об относительной роли обеих форм склоновой денудации не может считаться однозначно решенным наблюдениями Яна.

Теперь обратимся к конкретным формам проявления солифлюкции. Сравнительно недавно достаточно полную сводку по этим вопросам опубликовала Т. Н. Каплина (1965). В этой работе имеется также обзор литературных данных специально по Шпицбергеноу. Поэтому мы ограничим свое изложение только теми немногими фактами, которые нам удалось собрать.

На Шпицбергене процессы солифлюкции, как уже было указано, наиболее хорошо выражены в сравнительно узкой прибрежной или предгорной полосе, на более пологих нижних частях склонов, покрытых рыхлым материалом, на поверхности различных конусов, на наклонных поверхностях террас, в зоне мертвых льдов долинных ледников, а также на пологих склонах междуречий.

Быстрое солифлюкционное течение наиболее широко развито в зоне мертвых льдов долинных ледников. Как это ясно из предыдущих частей работы, в этой зоне в летнее время абляционные отложения, перекрывающие погребенный лед, отличаются чрезвычайно высокой увлажненностью. В результате на склонах часто возникают солифлюкционные сплывы, смещающиеся по поверхности тающего глетчерного льда. Образующиеся солифлюкционные потоки отличаются значительной скоростью, но каждый из них имеет в



Рис. 80. Уступ солифлюкционного натека, сложенный крупнообломочным материалом

общем локальное значение. Нигде в других местах проявлений быстрой солифлюкции нами не отмечалось.

Формы рельефа, создаваемые медленным солифлюкционным течением грунта, наблюдались нами чаще. Выражены они в виде солифлюкционных языкообразных натеков, имеющих выпуклые фронтальные уступы, сложенные щебнем и мелкоглыбовым материалом. Высота натеков в бухте Адольфа достигала 1 м, а их поверхность имела уклон до 6—8° и в момент наблюдения была сырая (11 июня 1965 г.), частично заросшая разрозненными куртинками дриаса. Это последнее обстоятельство связано с медленным таянием расположенных выше по склону снежников, талые воды которых настолько сильно увлажняют поверхность крупных натеков, что на ней начинается медленное солифлюкционное движение материала, образующего около куртинок дриаса микронатеки. Высота уступчиков микронатек достигает 10 см. Сложены они мелкощебенчато-суглинистым материалом. Нередко можно было видеть, как сильно переувлажненный разжиженный грунт переливается через эти уступчики и частично захороняет куртинки дриаса.

Характерным образованием, широко распространенным на склонах Шпицбергена, являются сортированные полосы (каменные полосы), которые многие исследователи также относят к следам проявления медленной солифлюкции (Каплина, 1965; Büdel, 1960; Klatka, 1961) или структурной солифлюкции (Гравис, 1968). Уча-

стки склонов, на которых нами наблюдались каменные полосы, имели уклоны от 8 до 20° (рис. 81 а, б). Обломки коренных пород, образующих каменные полосы, могут достигать различной величины (нами наблюдались до 15—20 см в поперечнике). Ширина каменных полос также бывает различна, доходя до 30 см.

Промежутки между каменными полосами сложены суглинисто-щебенчатым материалом, достигают ширины 2—2,5 м. В поперечном профиле они слегка выпуклы и возвышаются над самими каменными полосами на 5—10 см. Последние ориентированы в направлении максимального уклона и выражены в рельефе в виде ложбинок. Интересной особенностью каменных полос является то, что обломочный материал в них поставлен обычно стоймя.

В отдельных районах Шпицбергена (долина р. Мимердален) наряду со свежими наблюдались задернованные каменные полосы, покрытые порослью мха и дриады. В этом случае они выделяются в виде зеленых полос шириной 20—30 см, между которыми имеются промежутки, непокрытые растительностью.

По поводу происхождения каменных полос в литературе существуют различные мнения. Впервые описавший их Норденшельд (1913) считал, что они связаны с действием морозной сортировки материала при повторной режелации и течении грунта. Таких же представлений в дальнейшем придерживались и многие другие исследователи. Бюдель (Büdel, 1960) описал постепенный переход изометричных сортированных кругов и каменных полигонов к вытянутым эллипсоидным формам; которые, по мере увеличения уклона склона, переходят в сортированные полосы. Нам подобные переходы нигде в исследованных районах Шпицбергена наблюдать не удалось. Более того, во многих местах на выположенных участках склонов хорошо были выражены каменные многоугольники, но переход их в каменные полосы отсутствовал. Во время работ мы подметили другую закономерность. Каменные полосы обычно развиваются на тех участках, где выше на склоне существуют благоприятные условия для скопления снега или существования многолетнего снежника. Значительную роль оказывает также экспозиция склона. На склонах, где происходит очень медленное таяние снега, образуются солифлюкционные языки или терраски. Наоборот, на склонах, экспозиция которых способствует энергичному таянию снега, образуются каменные полосы. Поэтому формирование каменных полос с большим основанием следует связывать не с солифлюкцией, а с процессом склонового смыва, идущего по параллельным полосам, в результате которого вымывается мелкозем. Одновременно вследствие повышенного увлажнения происходит более интенсивная мерзлотная десерпция обломочного материала.

При этом, как показали наблюдения некоторых исследователей, скорость движения каменных полос, обусловленная криогенной

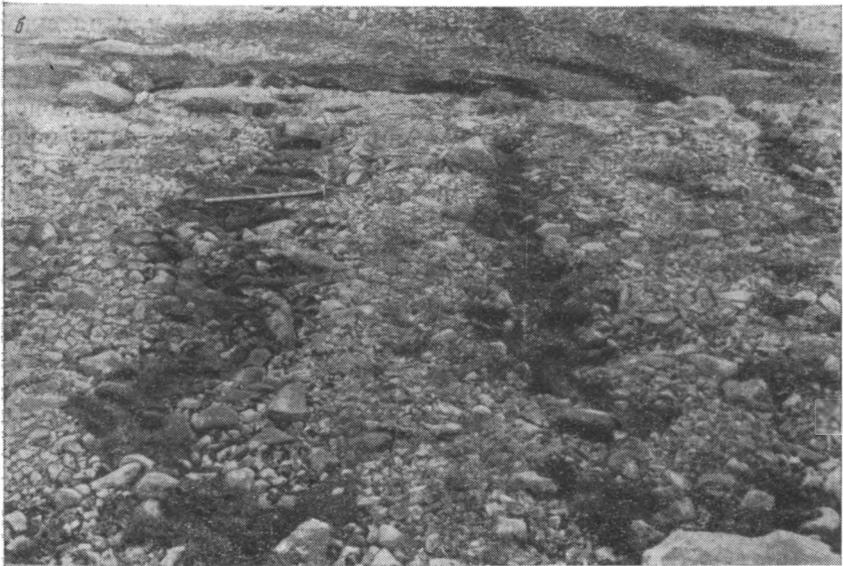


Рис. 81. Каменные полосы
а — свежие; б — заросшие

десерпцией, меньше скорости солифлюкционного движения мелкоземистых промежутков между ними (Büdel, 1960; Klatka, 1961). В миниатюре аналогичные формы мы наблюдали на о-ве Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа. Здесь на склоне одного из углублений рельефа, ниже небольшого тающего снежника, нами наблюдались каменные полосы шириной всего 3—4 см, разделенные участками, сложенными мелкоземом шириной до 10 см. По каменным полосам в данном случае текла вода. Поверхностный сток, несомненно, концентрируется вдоль каменных полос и на Шпицбергене, поскольку они выражены в рельефе в виде ложбинок, протягивающихся вниз по склону. Вообще надо сказать, что представления о связи каменных полос со склоновым смывом высказывались и ранее (Lliboutry, 1961), хотя до сих пор в литературе господствуют представления об их чисто солифлюкционном или криогенном, в широком смысле, способе образования.

Кратко остановимся еще на одной из форм каменных полос, связанных с сухими руслообразными ложбинками типа «каменных рек». Своеобразная форма таких «каменных рек» наблюдалась нами только в одном месте — на левом борту долины ручья Западного, которая расположена к западу от р. Муниндален. Здесь имеется несколько руслоподобных понижений глубиной до 1 м, с плоским днищем шириной до 2—3 м, которые ориентированы почти вкрест простирания долины. По внешнему виду они неотличимы от сухих русел ручьев и, по-видимому, таковыми и являются. К тому же под обломочным материалом, выстилающим эти русла, иногда слышно даже журчание воды. Характерной особенностью положения обломков пород в описываемых руслах, независимо от их величины, является то, что все они поставлены стоймя (рис. 82). Это явно свидетельствует о мерзлотной сортировке материала.

При прослеживании «каменных ручьев» вверх по течению можно было видеть, как постепенно обломочный материал начинает расходиться на отдельные, нередко соединяющиеся друг с другом каменные полосы. Между полосами появляются участки днища, сложенные мелкоземом. Еще выше по склону каменные полосы начинают эллиптически изгибаться, приобретая вид обычных солифлюкционных языков, оконтуренных щепнистыми бордюрами. Полуужидкая, сдерживаемая бордюрами масса мелкозема просачивается сквозь неплотно подогнанную щебенку. Наконец, еще выше, на выположенных участках склона, солифлюкционные языки постепенно переходят в каменные кольца. Таким образом, в пределах днищ сухих русел наблюдается последовательная смена различных форм проявления солифлюкции. Однако намечающийся здесь постепенный переход «каменной реки» в каменные полосы и каменные кольца характерен только для днищ подобных понижений, кстати имеющих довольно пологий продольный профиль. Описанные ранее каменные полосы, по-существу, являются совсем иным образованием даже с морфологической точки зрения. В пределах



Рис. 82. «Каменная река»

днищ «каменных рек» отмеченные полосы развиты на коротком расстоянии, часто пересекаются друг с другом и выступают над участками днища, сложенными мелкоземом. В этом заключается их морфологическое отличие от ранее описанных, никогда не пересекающихся друг с другом ложбинообразных каменных полос. По-видимому, здесь существуют и генетические различия, но они для нас пока недостаточно ясны.

Несколько слов следует сказать о зональности различных форм склоновой денудации на Шпицбергене. Ян (Jahn, 1961) выделил четыре основные зоны. Выше всего располагается зона выветривающихся скальных массивов с преобладанием уклонов более 40° (преобладает морозное выветривание); в эту же зону входят склоны крутизной $25-40^\circ$, покрытые тонким плащом выветрелого материала. Ниже расположена зона сухих гравитационных конусов осыпей с наклоном $30-40^\circ$ и увлажненных лавинами склонов с уклонами преимущественно $15-25^\circ$. За нею следует зона солифлюкционных террас и, наконец, зона делювиальных отложений, прилегающая к самому подножию склонов.

Довольно подробно зональность денудационных склоновых процессов в центральной части Шпицбергена на участках, свободных от ледников (Ван-Кёлен-фиорд), описаны Ружицким (Różycki, 1957). На вершинах и склонах наиболее высоких горных хребтов преобладает процесс морозного выветривания, действующий главным образом вдоль макрокливажных трещин и плоскостей отделистостей. Этот процесс приводит к образованию крупных глыб.

На склонах выше 700—750 м располагается зона интенсивного воздействия снежных лавин, образующих хорошо развитую сеть параллельных лавинных борозд. На более пологих склонах хорошо развиты каменные россыпи. Интенсивно идущие процессы морозного выветривания способствуют образованию в этой зоне своеобразного «ступенчатого» и «зубчатого» рельефа.

Следующая, ниже расположенная зона (высоты 150—400 м) характеризуется развитием осыпей, нивальных ниш, эрозионного рельефа, разнообразными типами криогенного движения щебнистого материала, а также распространением эоловых процессов, обуславливающих образование ветрогранников.

Наконец, Ружицкий выделяет наиболее низкорасположенную зону (высота до 100 м), в верхней части которой (сюда уже входят и поверхности морских террас) в основном господствуют криогенные процессы («сухая тундра»), обеспечивающие перемещение материала. В нижней, более влажной части зоны («влажная тундра») преобладают процессы солифлюкции.

Описанная зональность основных форм проявления склоновой денудации, очевидно, верна только в самой общей форме. Так, зона действия снежных лавин гораздо шире, чем это отмечает Ружицкий. В районе Баренцбурга известны случаи схода снежных лавин с возвышенностей, высота которых не превышает 20 м. С другой стороны, воздействие солифлюкционных процессов также гораздо шире. В районе пос. Пирамида интенсивное проявление солифлюкции неоднократно наблюдалось нами на высотах, несколько превышающих отметки 200 м. По-видимому, зональность склоновых денудационных процессов тесно связана с рядом факторов: экспозицией склона, количеством выпадающих осадков (как в твердой, так и в жидкой фазе) и др. Наконец, в схеме Ружицкого совершенно не учитывается роль каровых ледников, широко распространенных на склонах хребтов Шпицбергена, недоучитывается роль снежников и т. д. Вообще, строго говоря, большинство основных факторов склоновой денудации имеет на Шпицбергене азональный или широко межзональный характер. Действительно, та же солифлюкция (в широком смысле этого понятия) действует не только на низких отметках, но и высоко в горах, на междуречьях, свободных от ледников. Правда, формы проявления ее на этих высотах, конечно, иные. В зоне нивального климата вершинных частей гор, естественно, преобладает процесс криогенной десерпции. В то же время у подножия склонов и на наклонных поверхностях морских

террас существенное значение приобретает образование солифлюкционных языков, террасок, оплывин. С другой стороны, как мы видели, криогенная десерпция иногда бывает выражена и на низких отметках («каменные реки», частично «каменные полосы»). Поэтому и в этом случае говорить о строгой зональности процессов склоновой денудации достаточно трудно. Тем не менее, несмотря на эти оговорки, которые необходимо всегда помнить, мы попытаемся наметить зональность склоновых процессов различной абсолютной и относительной интенсивности в разных частях вертикального профиля склонов. Как отметил Ружицкий, на склонах и вершинах высоких гор (в том числе и пунатаков) действуют в основном процессы морозного выветривания. Однако, по нашим наблюдениям, речь должна идти скорее о совместном действии процессов нивации, морозного выветривания и солифлюкции, приводящем в определенных условиях к образованию нагорных террас (район пос. Пирамида). Комплексное воздействие процессов морозного выветривания, криогенной сортировки материала и других факторов приводит здесь к образованию особого типа грубообломочного криогенного элювия (Шанцер, 1966).

Склоны возвышенностей, с точки зрения направленности денудационных процессов, можно разделить на две части — верхнюю денудационную и нижнюю аккумулятивную. В денудационной части основными факторами склоновой денудации являются: обвалы, процессы осыпания, снежные лавины и каровые ледники. На небольших высотах, кроме того, начинают интенсивно действовать эрозионные процессы, нивация и плоскостной смыв. В целом денудационная часть склонов — это зона транспорта материала. Наконец, в аккумулятивной части склонов вследствие указанных ранее процессов происходит формирование конусов осыпания и аллювиально-пролювиальных конусов. На более пологих участках интенсивное развитие получают солифлюкция и склоновый смыв.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что, несмотря на многообразие форм склоновой денудации, в целом скорость всех составляющих ее процессов и их роль в моделировке рельефа остаются сравнительно незначительными. Это важное обстоятельство необходимо учитывать при суждении о возможной интенсивности различных геологических процессов в суровых климатических условиях, имевших место в плейстоцене.

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ШПИЦБЕРГЕНА

При изучении четвертичных отложений Шпицбергена основное внимание как советских, так и зарубежных исследователей уделялось стратиграфии морских и ледниковых отложений, поскольку наличие органических остатков, в частности в морских осадках, позволяет провести их стратиграфическое расчленение. При этом исследовались главным образом голоценовые образования, что обусловлено несколькими причинами. Во-первых, широким распространением голоценовых отложений и потому легкой доступностью их изучения. Во-вторых, тем, что, по мнению большинства исследователей, Шпицберген в плейстоцене, в частности в вюрме III, представлял собой часть гипотетического ледникового щита шельфа Баренцева моря, в связи с чем здесь не предполагалось нахождение более древних отложений. Наконец, в-третьих, недостаточностью геологического изучения имеющихся разрезов. В результате к настоящему времени довольно детально разработана стратиграфия голоцена на Шпицбергене и почти совсем отсутствуют работы, посвященные плейстоцену.

Наиболее существенный вклад в дело изучения четвертичных отложений Шпицбергена в последнее время сделали норвежский исследователь Фейлинг-Ханссен, канадский геолог Блейк, французский географ Корбель, польские исследователи Ружицкий, Биркенмайер, Климашевский, Ян, Шупричинский, Евтухович. Конечно, те или иные интересные сведения содержатся в многочисленных работах и других исследователей, однако они отличаются значительной отрывочностью и не дают целостного представления о распространении и стратиграфии четвертичных отложений. Тем не менее, по мере необходимости, мы будем обращаться к материалам и этих исследователей.

Прежде чем перейти к изложению собранных нами материалов, отметим, что основное внимание будет уделено изложению данных по плейстоцену, поскольку материалов по этой части квартала в литературе почти не имеется.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАСПРОСТРАНЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ШПИЦБЕРГЕНЕ

Исследованиями Фейлинг-Ханссена (Feyling-Hanssen, 1955) на о-ве Западный Шпицберген, Блейка (Blake, 1960) в западной части о-ва Северо-Восточная Земля, многочисленной группы польских исследователей в основном в южной части о-ва Западный Шпицберген, советских геологов и географов в разных частях архипелага установлено, что в узкой прибрежной полосе островов распространена серия морских террас, максимальные высоты которых достигают 115 м¹.

В днищах речных долин распространены аллювиальные и флювиогляциальные отложения, среди которых, помимо накапливающихся в настоящее время, выделяются отложения I и II надпойменных террас (Семевский, Шкатов, 1965б). На крутых коренных склонах долин распространены в основном гравитационные, а на более пологих — солифлюкционные и делювиальные образования. К карам на склонах приурочены соответственно гравитационные и ледниковые отложения. Комплекс ледниковых образований широко распространен в долинах, частично или полностью занятых глетчерами.

На междуречьях, свободных ото льда, развит тонкий прерывистый чехол четвертичного элювия, иногда перекрытый маломощными ледниковыми отложениями. В целом, характеризуя распространение четвертичных отложений на Шпицбергене, надо отметить, что сплошной чехол они образуют только в узкой прибрежной полосе и в днищах речных долин. Мощность их обычно невелика и только в отдельных случаях превышает 50—60 м (вершинная часть некоторых фиордов и насыпные краевые образования отдельных долинных ледников)². Как правило, мощность четвертичных отложений не превышает 5—10 м.

¹ Некоторые исследователи, в частности А. Ян (1961), отмечают наличие в отдельных районах более высоких морских уровней (до 400 м). Однако отсутствие в их пределах соответствующих морских отложений и фауны заставляет сомневаться в их абразионном происхождении. Скорее всего это скульптурно-денудационные уровни.

² Вообще, строго говоря, к четвертичным отложениям следовало бы отнести также ледниковый лед, мощность которого в отдельных случаях превышает 100 м. Однако в рамках настоящей работы вряд ли это осуществимо, поскольку специальных стратиграфических исследований льда нами не проводилось.

СТРАТИГРАФИЯ МОРСКИХ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В 1948 и 1950 гг. Фейлинг-Ханссен, изучив морские отложения центральной части о-ва Западный Шпицберген (Билле-фиорд, Сассен-фиорд и Темпель-фиорд), опубликовал стратиграфическую схему этого региона (Feyling-Hanssen, 1955). В настоящее время эта схема получила всеобщее признание среди исследователей Шпицбергена, особенно после того, как она была дополнительно обоснована радиоуглеродным методом определения абсолютного возраста четвертичных отложений (Feyling-Hanssen, Olsson, 1959/1960) и была подтверждена в других районах (Feyling-Hanssen, 1955; Olsson, Blake, 1961/62, и др.).

По Фейлинг-Ханссену, в центральной части о-ва Западный Шпицберген морские четвертичные отложения образуют лестницу террас (максимальная высота морских террас этого региона достигает 96 м). На основе анализа распространения фауны морских моллюсков Фейлинг-Ханссен выделил несколько комплексов морских террас. Наиболее древний из них объединяет террасы высотой от 60 до 96 м с редкими раковинами *Mya truncata* и *Saxicava arctica*. Время образования этого комплекса связывается с послеледниковым холодным периодом и относится к аллерёду и молодому дриасу (Feyling-Hanssen, 1955; Feyling-Hanssen, Olsson, 1959/60). Надо отметить, что позднее Фейлинг-Ханссен для террасы высотой 84 м получил две датировки — $21\,300 \pm 400$ и $18\,100 \pm 500$ лет (Feyling-Hanssen, 1965). Однако должной оценки они не получили и были приняты за ошибочные. В следующий комплекс были объединены террасы высотой от 60 до 40 м, так называемые террасы *Mya*, время образования которых связывается с послеледниковым умеренным периодом (пребореальное и самое начало бореального времени). Наиболее характерными руководящими ископаемыми для этого комплекса отложений в зоне литорали, по Фейлинг-Ханссену, являются следующие моллюски: *Mya truncata*, *Saxicava arctica*, *Chlamys islandica*, *Mytilus edulis*, *Littorina saxatilis*, а в зоне сублиторали — *Mya truncata*, *Macoma calcarea*, *Saxicava arctica*. Результаты определения абсолютного возраста террас этого комплекса по C^{14} оказались следующими:

терраса 56 м	—	9840 ± 150 лет и	$10\,460 \pm 330$ лет;
» 50,7 м	—	9980 ± 140 лет и	9850 ± 140 лет;
» 42 м	—	9310 ± 200 лет и	9530 ± 170 лет.

Террасы высотой от 40—38 до 3—4 м отнесены к послеледниковому теплему периоду. В этом комплексе выделяется несколько групп террас, различающихся по фауне моллюсков. В первую группу объединены террасы высотой от 38 до 17 м, так называемые верхние террасы *Astarte*, во вторую группу — террасы от 17 до 6 м, так называемые нижние террасы *Astarte*. Наконец, терра-

сы высотой 3—5 м выделены в третью группу и называются террасы *Mytilus*.

Радиоуглеродные датировки террасы высотой 17 м около мыса Эххольм в Билле-фиорде дали возраст 7595 ± 110 и 7410 ± 160 лет. Датировки террасы *Mytilus* (высотой 5,8 м) оказались 3810 ± 90 и 3985 ± 150 лет. Эти данные позволили Фейлинг-Хансену сопоставить послеледниковый теплый период центрального Шпицбергена с идентичным периодом голоцена Европы, в частности с бореальным, атлантическим и суббореальным временем.

Наконец, к современным морским террасам отнесены уровни ниже 3 м, наиболее характерными руководящими формами для которых являются *Astarte borealis*, *Saxicava arctica* и *Serripes groenlandicus*.

На основе изучения фауны морских моллюсков и радиоуглеродных определений Фейлинг-Хансен сделал попытку корреляции морских отложений центральной части Шпицбергена с соответствующими образованиями Гренландии, Исландии и Скандинавии.

Очень интересные работы в западной части о-ва Северо-Восточная Земля провел Блейк, который также опубликовал данные определений абсолютного возраста по C^{14} органических остатков, содержащихся в морских террасах этого района. Как видно по этим данным, они принципиально близки к датировкам, опубликованным Фейлинг-Хансеном. Среди них обращает на себя внимание только несколько более древних датировок, на которых мы специально остановимся ниже при рассмотрении вопросов стратиграфии плейстоцена.

Наконец, совсем недавно был определен возраст террасы высотой 13,5 м на п-ове Бреггер (7500 ± 120 лет; Corbel, 1966) и были опубликованы датировки по C^{14} , выполненные в лаборатории Института геохимии и аналитической химии АН СССР по материалам, собранным геологами Научно-исследовательского института геологии Арктики (Гросвальд и др., 1967). Согласно этим последним, возраст 50-метровой террасы о-ва Эдж равен 5070 ± 100 лет, а террас 20, 11, 5,5-метровых о-ва Баренца соответственно 4060 ± 100 , 3190 ± 130 и 2400 ± 120 лет.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОРСКИХ ТЕРРАС ШПИЦБЕРГЕНА

Изучение морских террас в различных районах архипелага показало, что везде они четко выражены морфологически. При поперечном пересечении береговой полосы всегда очень точно отмечаются уступы террас, их площадки и береговые линии. Более того, на поверхности террас, даже довольно высоких, нередко можно видеть еще сохранившиеся береговые валы. Такая четкая выраженность террас является первой их морфологической особенностью.

Вторая особенность состоит в том, что высоты береговых линий террас различаются весьма незначительно. Это весьма затрудняет корреляцию отдельных даже недалеко расположенных друг от друга поперечных профилей. Поэтому без непосредственного картирования и прослеживания отдельных террас практически невозможно выделить какие-то региональные террасы. В этом отношении, очевидно, совершенно правильно подошел к вопросу стратиграфии террас Билле-фиорда Фейлинг-Хансен, который выделил комплексы или, как он их называет, формации террас по свойственным им комплексам фауны. Для иллюстрации этой особенности приведем три поперечных профиля по восточному побережью Билле-фиорда южнее мыса Экхольм. Непосредственно вблизи мыса Экхольм нами отмечено наличие террас, береговые линии которых имеют следующие отметки: 5, 13, 17, 30, 42, 60 м. В 1 км южнее мы видели опять-таки четко выраженные террасы, но высоты их уже несколько другие: 7, 11, 25, 36, 60, 85 м. Наконец, в 1,5 км еще южнее развиты всего три террасы: 10, 30 и 65 м. Севернее устья р. Матисондален, впадающей в фиорд вблизи мыса Экхольм, развиты террасы 20, 41, 60 и 72 м. Сложность сопоставления террас по высотным отметкам усугубляется еще тем, что они очень узкие. Некоторые из них имеют ширину поверхности всего 30—60 м, сохраняя при этом четкую морфологическую обособленность. Подобная картина отмечена нами и в других местах: Ис-фиорде (мыс Старостина), в Ван-Мейен-фиорде, Ван-Кёлен-фиорде, на п-ове Бреггер и в западной части о-ва Северо-Восточная Земля (берега залива Мерчисон-бей).

Следует обратить внимание еще на одно обстоятельство. Террасы высотой более 60 м отличаются, как правило, друг от друга значительными уступами. Для них не характерно множество невысоких уступов, свойственных комплексу террас высотой ниже 60 м. В качестве примера можно сослаться на то же восточное побережье Билле-фиорда, где террасы высотой 85 и 96 м, подножия уступов которых опираются на 60-метровую террасу, отличаются четкой морфологической обособленностью. Такая же обособленность отмечена нами для террас высотой 115 и 82 м в бухте Риндерс Ван-Мейен-фиорда, а также для террас 70 и 90 м в Селис-бухте Ис-фиорда.

Таким образом, с морфологической точки зрения, намечаются два несколько различных комплекса террас. Первый из них — террасы с высотными отметками примерно до 60 м, в котором затруднительно прослеживание террас по простиранию, незначительны высотные отличия (хотя и четко выраженные) и характерны очень узкие террасы. Второму комплексу свойственна четко выраженная морфологическая индивидуальная обособленность каждой террасы.

Как было видно из указанных выше датировок по C^{14} , террасы первого комплекса датируются собственно голоценом. Соответст-

венно террасы второго комплекса оказываются более древними, плейстоценовыми.

Теперь попытаемся кратко охарактеризовать строение морских террас. Прежде всего остановимся на особенностях строения террас первого комплекса, т. е. террас высотой до 60 м. Они изучались нами во всех районах работ. Однако в связи с недостаточной их обнаженностью не везде удалось проследить строение террас в том или ином поперечном профиле. Тем не менее, несмотря на относительную отрывочность данных, в настоящее время можно констатировать, что все террасы рассматриваемого комплекса построены довольно однородно, особенно на участках прямых побережий фьордов. В вершинных частях фьордов вследствие повышенной скорости осадконакопления тип строения террас несколько иной. В связи с этим при последующем изложении мы отдельно рассмотрим строение террас в вершинных частях фьордов и на всех остальных участках побережий.

Большинство террас побережий фьордов — абразионно-аккумулятивные образования, мощность морских осадков в которых не превышает обычно 3—4 м, редко достигая 5—6 м. Все эти террасы сложены в основном песчано-галечными образованиями отложений фации пляжа. Цоколь террас сложен обычно коренными породами или более древними четвертичными осадками. Нередко в строении цоколя принимают участие как те, так и другие отложения.

В связи с тем, что строение террас довольно подробно описано в литературе (Feyling-Hanssen, 1955; Семевский, 1965), мы ограничимся краткой характеристикой и приведем описание только тех террас, для которых у нас имеются наиболее полные сборы фауны и датировки абсолютного возраста по C^{14} .

Примером строения 17-метровой террасы может служить разрез, описанный нами на западном берегу бухты Петунья, примерно в 400 м севернее бывшей конюшни пос. Пирамида. Здесь толща морских отложений представлена косонаслоеными песчано-галечными осадками. При этом косые серии идут от верха террасы до ее основания. Толщина их колеблется от 0,1 до 0,3 м. В строении каждой косой серии наблюдается ритмичная слоистость, подчеркнутая сменой материала различного гранулометрического состава. В основании косой серии обычно залегает мелкогалечный материал, который выше сменяется песком. Поверх песка лежит тонкий прослой бурых водорослей. В песчано-галечном материале содержится довольно много раковин морских моллюсков, среди которых Д. В. Семевский определил: *Mytilus edulis* L., *Mya truncata truncata* L., *Cyprina islandica* L., *Macoma calcarea*, *Serripes* sp., *Pecten* sp.

¹ Фауну моллюсков определяли О. М. Петров и Д. В. Семевский, абсолютный возраст по C^{14} определяли в лаборатории Института геохимии АН СССР А. В. Девярец и Э. И. Добкина, а в лаборатории Геологического института АН СССР — В. С. Форова и В. Ф. Завельский.

Определение абсолютного возраста по C^{14} остатков бурых водорослей, собранных примерно на глубине 6 м от поверхности террасы, дало возраст 7440 ± 120 лет (МО-427). Возраст по раковинам из этой же толщи оказался 7040 ± 200 лет (МО-428).

Надо отметить, что описанный тип строения террасы весьма характерный. Косонаслоенные серии песчано-галечного материала неоднократно наблюдались нами во многих разрезах различных террас. Однако в некоторых из них было также видно, что эти косонаслоенные серии подстилаются толщей песков и перекрываются лишенным четко выраженной слоистости галечником.

Для характеристики более полного типа разреза мы приведем строение 60-метровой террасы на восточном берегу Билле-фиорда, примерно в 2 км южнее мыса Экхольм. Здесь в основании видимой части разреза залегает толща зеленовато-коричневых мелкозернистых песков с большим количеством раковин *Saxicava arctica*, захороненных в прижизненном состоянии в виде парных створок. Пески мерзлые. Видимая мощность их достигает 2 м. В фациальном отношении пески следует скорее всего относить к отложениям верхней части подводного аккумулятивного склона. Поверх песков залегают косонаслоенные серии песчано-галечного материала, в которых заметна ритмичная слоистость, подобная описанной в предыдущем разрезе. В этой пачке каждый ритм также заканчивается тонким прослоем бурых водорослей. В толще содержится довольно значительное количество фауны морских моллюсков, среди которых Д. В. Семевский определил: *Saxicava arctica*, *Mya truncata*, *Muscula calcaea*. Мощность толщи косонаслоенного песчано-галечного материала достигает 6 м. Разрез венчает толща неслоистого материала мощностью до 1,1 м.

Из толщи косонаслоенных серий были взяты образцы (примерно в 4 м от поверхности террасы) на радиоуглеродный анализ. Результаты определения возраста по водорослям $10\ 530 \pm 120$ лет (Мо-425), по раковинам 9240 ± 200 лет. Эти данные показывают, что 60-метровая терраса голоценовая.

Описанное строение террас (из трех толщ) встречается довольно часто и вполне закономерно с точки зрения формирования прибрежно-морских отложений. В фациальном отношении толщу ритмически построенных косонаслоенных серий можно рассматривать как соответствующую скорее всего подводному склону берегового вала, а толщу неслоистого песчано-галечного материала — штурмовым выбросам на вершине берегового вала.

Теперь кратко остановимся на характеристике осадков, накапливающихся в вершинных частях фиордов. Частично этого вопроса мы касались в предыдущем разделе при описании ледниково-морских отложений.

Характерной особенностью прибрежно-морских отложений, формирующихся в вершинах фиордов, является большая скорость

осадконакопления. Это связано с приносом сюда большого количества материала реками, имеющими, как правило, ледниковое питание. В этом отношении производит большое впечатление толща прибрежно-морских осадков, залегающая в куте Грен-фиорда. Эта толща образует слегка деформированную ледником и рассеченную глубокими оврагами поверхность, высота которой достигает 55 м. В основании толщи залегают осадки нижней части подводного аккумулятивного берега, представленные пачкой темно-серых обогащенных органикой алевроитов с редкой галькой и валунами и довольно значительным количеством фауны морских моллюсков. Среди последних О. М. Петров определил: *Mya truncata*, *Astarte borealis*, *A. montagui striata*, *A. elliptica*, *Macoma calcareea*, *Hiatella arctica*, *Mytilus edulis*, *Natica clausa*, *Cyprina* sp., *Lora* sp., *Hydrobia ulvae*?

Видимая мощность описанных алевроитов достигает 5—6 м. Выше лежат осадки средней части подводного аккумулятивного склона, которые представлены толщей опесчаненных грязновато-коричневых, иногда табачных, алевроитов, местами полосчато оже-лезненных, с достаточно хорошо выраженной горизонтальной слоистостью. В алевроитах содержатся сравнительно небольшие валуны и галька, встречается довольно много раковин морских моллюсков, среди которых О. М. Петров определил: *Macoma calcareea*, *Mya truncata*, *Astarte borealis*, *A. montagui*, *A. elliptica*, *Mytilus edulis*, *Hiatella arctica*, *Buccinum glacialis*, *Natica clausa*. В верхней части пачки встречаются тонкие пропластки растительного детрита.

В разных местах в алевроитах имеются линзы хорошо окатанного галечника, вмещающей породой для которых служит песок. В линзах галечника также содержится фауна морских моллюсков, но уже только в виде обломков. Мощность линз галечника может достигать 2 м, иногда несколько больше. Появление этих линз в толще алевроитов мы связываем с речными потоками, продолжающимися на морском мелководье. Общая мощность пачки алевроитов достигает 15—17 м. На алевроитах залегают мощная пачка ритмично построенных полого наклонных в сторону фиорда косонаслоненных серий песчано-галечного материала. В каждой серии наблюдается утонение гранулометрического состава материала снизу вверх от галечника к песку в основании толщи, от гравия к песку в средней части толщи и от песка к алевроитам, венчающимся тонким пропластком растительного детрита, в верхней части толщи.

В целом в толще также встречается в довольно значительном количестве фауна морских моллюсков¹. Мощность описанной толщи различна и заметно увеличивается в направлении в глубь берега от современного фиорда, где она может достигать² 40 м.

¹ В описываемой толще имеются гляциодислокации (см. раздел о ледниковых отложениях).

² В том же направлении уменьшаются мощности двух ранее описанных толщ.

В толще косонаслоенного песчано-галечного материала на глубине 22 м от поверхности мы обнаружили пень крупного дерева. Датировка его по C^{14} , повторенная дважды, дала возраст 6530 ± 120 лет (ГИН-255) и 6550 ± 120 лет (ГИН-225а). Эти датировки позволяют судить о большой скорости накопления осадков в вершинной части фиордов. Действительно, приведенный состав фауны и датировка однозначно указывают на то, что накопление толщи происходило в атлантическое время, т. е. в то время, когда на сравнительно прямых участках средних частей побережий фиордов формировались 17—20-метровые террасы. Эти данные также заставляют относиться с большой осторожностью к корреляции террас только по высотным отметкам, а тем более делать выводы о различной интенсивности неотектонических или гляциоизостатических поднятий.

Кстати, подобные данные не единичны. В качестве дополнительного примера можно сослаться на упоминавшуюся в предыдущем разделе толщу ледниково-морских алевролитов и песков, образующую поверхность высотой до 25 м на северном побережье вершинной части бухты Энгельса вблизи ледника Комфортлессбреен. Здесь из верхней части (с глубины 3 м от поверхности) толщи был извлечен кусок дерева, возраст которого оказался 1750 ± 200 лет (ГИН-257). В то же время возраст 13-метровой абразионно-аккумулятивной террасы на северном берегу п-ова Бреггер, по данным Корбеля (Corbel, 1966), датируется временем 5530 ± 200 лет. Надо отметить, что аналогичные высокие скорости накопления осадков зафиксированы при помощи радиоуглеродных датировок и в Ван-Мейен-фиорде. Возраст плавника, найденного на поверхности морской террасы высотой 18 м, сложенной айсберговыми ледниково-морскими отложениями, слагающими частично Дамес-морену, оказался равным 1270 ± 50 лет (ГИН-258). Сходные данные получили и для вершинной части Ван-Кёлен-фиорда, где древесина, поднятая с поверхности террасы высотой 20 м, получила датировку 1380 ± 60 лет (ГИН-259).

ФАУНА МОРСКИХ МОЛЛЮСКОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ ТЕРРАС ШПИЦБЕРГЕНА

Судя по приведенным радиоуглеродным датировкам, террасы высотой около 60 м, развитые в средних частях побережий фиордов, относятся к началу голоцена или, пользуясь терминологией Фейлинг-Ханссена, ко времени послеледникового умеренного периода.

Выше отмечалось, что фауна моллюсков побережий Шпицбергена была очень детально изучена и монографически обработана Фейлинг-Ханссеном (Feuyling-Hanssen, 1955). Первоначально на этой основе и было сделано стратиграфическое подразделение морских отложений. Более того, для каждого отрезка времени Фей-

линг-Ханссен привел соответствующие комплексы моллюсков и процентное соотношение в них различных видов. В последние годы изучение морской фауны продолжает Д. В. Семевский, который частично обработал и нашу коллекцию. Наши сборы не отличаются большой полнотой, и тех читателей, которые специально интересуются этим вопросом, мы можем отослать к работам Фейлинг-Ханссена и Д. В. Семевского. Тем не менее, для полноты изложения мы сочли необходимым поместить в настоящей работе результаты определений нашей коллекции.

В отложениях, относящихся по схеме Фейлинг-Ханссена к послеледниковому умеренному периоду, обнаружена следующая фауна моллюсков: в 60-метровой террасе — *Mya truncata*, *Saxicava arctica*, *Macoma calcarea* (бухта Петунья, определения Д. В. Семевского)¹, в той же террасе на восточном берегу Билле-фиорда в 2,5 км южнее мыса Экхольм (по определению О. М. Петрова) — *Mya truncata truncata* L., *Mya uddevalensis Hancock.*, *Macoma calcarea* (Gmelin)²; в 50-метровой террасе — *Mya truncata truncata* L., *Mya truncata uddevalensis Hancock*, *Hiatella arctica* L., *Chlamys islandicus* (Müller), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Nucula tenuis*.

В отложениях послеледникового теплого периода голоцена, помимо перечисленных выше, собраны следующие моллюски: в осадках 40-метровой террасы на восточном берегу бухты Петунья в 1 км южнее хижины Скотта — *Mya truncata*, *Saxicava arctica*, *Pecten islandicus*, *Mytilus edulis* (определение Д. В. Семевского); в 30-метровой террасе на восточном берегу Билле-фиорда в 1 км южнее мыса Экхольм — *Mya truncata truncata*, *Mya truncata uddevalensis*, *Mya pseudoarenaria*, *Macoma calcarea* (определение О. М. Петрова). В террасе той же высоты в куте бухты Петунья встречен более богатый комплекс фауны, среди которого О. М. Петров определил: *Cyprina islandica* L., *Mytilus edulis* L., *Modiola modiolus* (L.), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Serripes groenlandicus* (Brug.), *Mya truncata truncata* L., *Mya truncata uddevalensis Hancock*, *Astarte borealis typica* (Schumacher), *Chlamys islandicus*, *Leda pernula* (Müller), *Littorina littorea* (L.), *Clinocardium ciliatum* (Fabricius).

В приустьевой части р. Мимердален имеется терраса высотой 26 м. В ее отложениях Д. В. Семевский определил: *Astarte borealis*, *Saxicava arctica*, *Pecten islandicus*, *Mya truncata*, *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*. Там же в осадках 23-метровой террасы определены:

¹ В алевроитах, относящихся к отложениям нижней части подводного аккумулятивного склона этой террасы, И. М. Хорева определила следующие виды фораминифер: *Islandiella norcrossi* Cushman, *Elphidium clavatum* (Cushman), *Elphidium incertum incertum* (Williamson), *Portelphidium orbiculare* (Brady), *Pseudopolimorphina novangliae* (Cushman).

² В песчаной толще отложений этой террасы И. М. Хорева определила виды фораминифер: *Islandiella norcrossi* (Cushman), *I. teretis* (Tappan), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Protelphidium orbiculare* (Brady).

Astarte borealis, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*, *Cyprina islandica*, *Serripes groenlandicus*, *Cardium ciliatum*, *Pecten islandicus*, *Mytilus edulis*, *Leda* sp., *Balanus* sp.

В Темпель-фиорде в 1 км восточнее мыса Шульда в отложениях террасы высотой 22 м обнаружены следующие виды: *Mytilus edulis*, *Chlamys islandicus*, *Hiatella arctica*, *Astarte borealis*, *Mya truncata uddevalensis*, *Modiola modiolus*. Поблизости на мысе Шульда в осадках 14-метровой террасы найдены: *Astarte borealis*, *A. montagui*, *Mya truncata uddevalensis*, *Mytilus edulis*, *Chlamys islandicus*. В бухте Энгельса в отложениях 20-метровой террасы собраны следующие моллюски: *Macoma calcarea*, *Astarte montagui striata*, *A. elliptica*, *Hiatella arctica*, *Serripes groenlandicus*, *Mya truncata*. На о-ве Северо-Восточная Земля в террасе высотой 8 м, по определению О. М. Петрова, содержатся: *Hiatella arctica*, *Mya truncata*, *Mya truncata uddevalensis*, *Macoma calcarea*, *Astarte borealis*, *Lepeta coeca*.

В разных местах нами производились сборы моллюсков на современных пляжах. Эти сборы обрабатывал О. М. Петров. Среди моллюсков, собранных на о-ве Гусином в Билле-фиорде, определены: *Buccinum glacialis glacialis*, *Serripes groenlandicus*, *Chlamys islandicus*, *Clinocardium ciliatum*, *Astarte borealis borealis*, *A. borealis placente*, *Natica clausa*, *Mya truncata*.

В куте бухты Петунья на полосе осушки были обнаружены следующие виды моллюсков: *Gomphina fluctuosa* (Gould.), *Astarte borealis typica*, *Serripes groenlandicus*, *Musculus discors* L. На пляжах Грен-фиорда были собраны: *Buccinum glacialis*, *B. angulosum*, *B. undatum*, *B. terrae-novae*, *B. groenlandicum* (?), *B. fragilis* (?), *Natica clausa*, *Trophon* sp. Наконец, на пляже Билле-фиорда в районе мыса Брюсбюен нами была собрана следующая фауна: *Astarte borealis*, *A. montagui*, *Musculus* sp., *Trophon truncatus*, *Natica clausa*, *Buccinum* sp.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Впервые надежные сведения (с нашей точки зрения) о морских плейстоценовых отложениях были получены Блейком (Olsson, Blake, 1961/62) на о-ве Северо-Восточная Земля. На южном побережье Леди-Франклин-фиорда этот исследователь на высотах от 50 до 77 м собрал фауну морских моллюсков, которая по радиоуглеродному методу получила датировки от 35 до 40 тыс. лет. Блейк очень осторожно подошел к интерпретации этих данных, поскольку они оказались весьма неожиданными. Действительно, все террасы с такими высотами обычно не выходят по возрасту за пределы голоцена. Тем не менее, Блейк сделал вывод, что примерно 35—40 тыс. лет территория острова была свободна от льда, а позднее, в вюрме III, существовало сплошное оледенение¹.

¹ Недоверие Блейка к этим датировкам сохранилось до сих пор. В частно-

Как уже упоминалось выше, Фейлинг-Ханссен также выразил недоверие к датировкам 84-метровой террасы Билле-фиорда. Тем не менее, каких-либо существенных причин, позволяющих сомневаться в этих датировках, ни один исследователь не приводит. Все сомнения в них, с нашей точки зрения, в основном вызваны (при признании верности полученных датировок) необходимостью существенных изменений сложившихся представлений о палеогеографии плейстоцена этой территории.

В результате проведенных нами работ в различных районах Шпицбергена было выявлено существование сложно построенного комплекса плейстоценовых морских, пролювиальных и ледниковых отложений. Однако в связи с тем, что данных о плейстоцене Шпицбергена в настоящее время все еще сравнительно немного, составить надежную стратиграфическую схему песка затруднительно. Поэтому ниже (поскольку этот вопрос имеет большое принципиальное значение) приведем описание важнейших разрезов плейстоценовых осадков и дадим сугубо предварительную их корреляцию друг с другом. Ниже на этой основе мы попытаемся сделать некоторые палеогеографические выводы.

Наибольший интерес представляет разрез, описанный нами в цоколе 30-метровой террасы на восточном побережье Билле-фиорда, примерно посередине между мысами Экхольм и Фанюмодден (Лаврушин, 1967). В разрезе удалось выделить по крайней мере шесть разновозрастных толщ разного генетического состава.

Плейстоценовые отложения залегают здесь на темно-серых мелкозернистых песчаниках карбонового возраста, кровля которых в направлении на север уходит под урез воды. Видимая максимальная мощность песчаников — до 2 м. На песчаниках залегают морены и флювиогляциальные отложения.

Мощность, м

1. Морена — пачка неслоистых, оскольчато-щебневатых суглинков, серовато-коричневых, плотных, с большим количеством валунов различного размера. Среди последних обращают на себя внимание валуны кристаллических пород формации гекла-хук, которая известна в этом районе только на вершине Билле-фиорда. На валунах встречается штриховка ледникового типа. Ориентировка длинных осей валунов явно свидетельствует о направлении движения ледника вдоль Билле-фиорда. Местами между валунными алевроитами и песчаниками карбона имеется очень тонкий (до 0,5 см) прослой серовато-коричневого песка. Однако чаще всего валунные суглинки ложатся непосредственно на известняки. В этом случае на них хорошо видна штриховка, свойственная обычно ледниковому ложу (рис. 83). Контакт с вышележащей пачкой резкий 0,7—1
2. Флювиогляциальные отложения представлены толщиной довольно пестрого строения. Снизу вверх по разрезу среди них можно выделить следующие пачки:

сти, М. Г. Гросвальд в одном из докладов ссылается на письмо Блейка, в котором тот еще раз подчеркнул неточности этих определений.



Рис. 83. Штриховка на ледниковом ложе

	Мощность, м
<p>Песок преимущественно мелкозернистый, серовато-коричневый, на контакте с мореной ожелезнен до рыжего цвета. В песке содержится много гравия и мелкой хорошо окатанной гальки. Контакт с вышележащей пачкой резкий</p>	0,15
<p>Алевриты серовато-коричневые, рыхлые, опесчаненные, с галькой и мелкими валунчиками. В направлении на север пачка выклинивается.</p>	0,35 (максимальная)
<p>Песок мелкозернистый, серовато-коричневый, местами ожелезнен до рыжего цвета. Содержатся мелкие валуны и галька, а в основании имеются мелкие окатыши алевритов предыдущей пачки. Контакт резкий</p>	0,7

Общая мощность флювиогляциальных отложений в данном месте около 1,2 м. Но затем она быстро увеличивается и достигает 1,8 м за счет увеличения мощности песчаных пачек. Значительно меняется от места к месту и последовательность различных пород, слагающих толщу.

В целом описываемая пачка залегает на крайне неровной поверхности морены, то поднимаясь несколько вверх, то опускаясь. Эти особенности залегания хорошо видны при прослеживании подошвы пачки. В 25 м севернее описанного разреза она целиком сложена пачкой сцементированного галечно-валунного материала в супесчаном заполнителе мощностью до 3 м, выполняющего руслообразное в поперечном профиле понижение в кровле морены. На контакте в последней имеется прослой песка толщиной до 5 см, выстилающий это понижение. В других местах в основании опи-

сываемой пачки можно было видеть тонкие линзы галечника. Надо отметить, что по литологическому облику описанные отложения очень похожи на осадки маргинального канала ледника Франклина, охарактеризованные выше и выделенные под названием заглиненных галечников.

Выше в разрезе залегает толща морских отложений, которые снизу вверх представлены следующими пачками.

Мощность, м

1. Алевриты темно-буровато-коричневые, опесчаненные, с относительно небольшим по сравнению с моревой содержанием мелкой гальки и валунов. В пачке хорошо выражена горизонтальная слоистость, образованная очень тонкими (до 2—3 мм) линзочками тонкозернистого светло-коричневого песка. В пачке содержатся совершенно неокатанные глыбы песчаников, достигающих в поперечнике 0,3—0,5 м. Песчаники этого типа развиты на близлежащем коренном склоне. При прослеживании описанной пачки вдоль стенки разреза в южном направлении видно, что она лежит на песчано-алевритовой породе, переполненной щербенкой песчаников, являющейся пролювием. Пролувий в свою очередь залегает на флювиогляциальных песках. Таким образом, цвет морских осадков описанной пачки и наличие в них глыб песчаников могут быть объяснены перемывом пролювиальных отложений. Следовательно, между накоплением ледниковых и морских осадков происходило образование пролювия и, что особенно важно для наших последующих выводов, море не сразу трансгрессировало за отступающим ледником. 0,3—0,8
2. Алевриты серовато-коричневые, опесчаненные с валунами, галькой и фауной морских моллюсков. Среди последних О. М. Петров определил: *Mascos calcarea*, *Hiatella arctica*, *Mya truncata*, *Serritipes groenlandicus*, *Chlamys islandicus*, *Mytilus*, *Musculus*, *Balanus* sp. Какой-либо закономерности в распределении обломочного материала не обнаружено. Пачка залегает в виде крупной линзы, которая как бы выполяет понижение в кровле подстилающих пород. Переход в вышележащую пачку постепенный. 3 (максимальная)
3. Алевриты тонкопесчанистые, серовато-коричневые, с большим количеством валунно-галечного материала, на котором иногда встречается штриховка ледникового типа. В отдельных местах в пачке валунно-галечный материал образует горизонтально расположенные линзы мощностью до 0,1—0,2 м и протяженностью до 3 м. Для алевритов характерна листоватая отдельность. В них, так же как и в предыдущей пачке, встречается довольно много раковин морских моллюсков, захороненных в прижизненном состоянии. Контакт с вышележащей пачкой постепенный. Примерно в 30 м севернее описанная пачка ложится непосредственно на отложения пачки 2. Наличие линз валунно-галечного материала показывает, что во время накопления пачки сказывалась уже волновая сортировка грубообломочного материала. около 5
4. Пачка косонаслоенного чередования галечников и алевритов предыдущей пачки. Начинается пачка прослоем хорошо окатанного галечника в основном серого, но местами

- окрашенного окислами железа до ржавого цвета. Мощность этого прослоя до 0,25 м. Выше залегает прослой алевроита (0,7 м), затем галечник (0,02 м) и снова алевроитный прослой (0,05 м) 1 (общая)
5. Галечник серый, местами ржавый, хорошо окатанный, с мелкими обломками раковин. Местами в галечнике намечается косая линзовидная слоистость. Контакт с вышележащей пачкой резкий с размывом. до 3

Описанные морские отложения¹ представляют собой закономерно построенную толщу. В фациальном отношении в них довольно четко выделяются отложения базального горизонта (пачка 1), отложения средней (пачка 2), верхней (пачка 3) частей подводного аккумулятивного берега, а также отложения фации пляжа (пачки 4, 5).

Выше в данном разрезе залегает толща второй морены, которая представлена плотными серовато-коричневыми алевроитами с хорошо выраженной оскольчато-щербневатой текстурой. В алевроитах содержится большое количество валунов и галек, на которых прекрасно выражена штриховка ледникового типа. В толще редко встречаются мелкие обломки раковин морских моллюсков. Значительная плотность пород, литологическая близость к типичным моренам, текстуры, а также условия залегания, о которых мы скажем ниже, не позволяют сомневаться в ледниковой природе этой толщи. Ориентировка длинных осей валунов оказалась также характерной для донных морен. Мощность морены 0,8—1 м.

Поверх морены в описываемом разрезе залегает свита морских осадков, которая снизу вверх представлена пачками².

1. Алевроиты желтовато-коричневые, щербневато-оскольчатые с галькой и валунами. Местами галька и валуны концентрируются в хорошо выраженные горизонтальные линзы, придающие вид линзовидно-горизонтальной слоистости. Валуны и галька очень часто покрыты налетом карбонатов, поверх которого имеется очень тоненькая корочка ожелезнения (это характерно и для нижней морской толщи и не было отмечено в моренах). В алевроитах содержится много прижизненно захороненных раковин морских моллюсков. Среди них О. М. Петров определил: *Niarella arctica*, *Mya truncata*, *Musoma calcarea*, *Astarte montagui striata*, *A. crenata*, *Lepeta coeca*, *Balanus* sp.

¹ В отложениях толщи морских отложений И. М. Хорева обнаружила следующие фораминиферы: *Elphidium incertum clavatum* Cushman, *E. incertum incertum* (Williamson), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Islandiella norcrossi* (Cushman), *Nonion labrodoricum* (Dawson).

² В отложениях этой морской свиты И. М. Хорева обнаружила следующие виды фораминиферы: *Islandiella norcrossi* (Cushman), *Elphidium incertum clavatum* Cushman, *El. incertum incertum* (Williamson), *El. subarcticum* Cushman, *Nonion labrodoricum* (Dawson), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Buccella frigida* (Cushman), *Quinqueloculina stalkerii* Loeblich et Tappan.

- В верхней части пачки имеются интересные структуры, представляющие собой почти круглые в разрезе тела, выполненные мелким галечником с обломками раковин морских моллюсков. В поперечнике такие структуры достигают 0,4 м. Иногда в кровле пачки имеются сходные структуры — карманы, округлые в нижней части, выполненные слоистым галечником вышележащей пачки. Глубина одного из таких карманов достигала 1 м. Происхождение отмеченных структур скорее всего связано с тем, что в этих местах садились на мель айсберги. Вследствие волновой деятельности айсберги раскачивались и нарушали первичные текстуры морских осадков. После разрушения и таяния айсбергов неровности, образованные ими, были выполнены морскими осадками. Образование линзовидных прослоев галечно-валунного материала мы связываем с волновой деятельностью. Контакт с вышележащей пачкой местами резкий, а местами постепенный . . . до 2,0—2,5
2. Пачка косонаслоенных ритмично построенных серий песчано-галечного материала. В основании каждой серии залегает галечник, который вверх постепенно сменяется песком. Мощность серий до 0,2—0,3 м. В пачке встречается довольно много раковин морских моллюсков, среди которых О. М. Петров определял: *Astarte montagui striata*, *Leda pernula*, *Macoma calcarea*, *Mya truncata*. Контакт с вышележащей толщей резкий. 2,3—2,5

Выше в разрезе залегает горизонт пролювия мощностью 0,4—0,6 м, который представлен красновато-бурым алевритом, переполненным совершенно неокатанной щебенкой местных коренных пород. Этот горизонт отделяет плейстоценовые осадки от лежащих выше голоценовых отложений 30-метровой террасы.

Отложения собственно 30-метровой террасы представлены здесь снизу вверх следующими пачками.

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Алевриты желто-серые с большим количеством раковин морских моллюсков: <i>Mya truncata truncata</i> , <i>Mya truncata uddevalensis</i> , <i>Mya pseudoarenaria</i> , <i>Macoma calcarea</i> , <i>Leda pernula</i> , <i>Mytilus edulis</i> | 0,7—1 |
| 2. Галечник серый, хорошо окатанный, мелкий и средний, с обломками и целыми раковинами морских моллюсков, среди которых встречаются <i>Mytilus edulis</i> , <i>Hiatella arctica</i> , <i>Astarte</i> sp. | около 3 |

Приведенное сравнительно подробное описание разреза плейстоценовых отложений показывает, что в данном районе можно говорить о следах двух оледенений и двух морских трансгрессий. Для морских отложений была сделана попытка определения абсолютно-го возраста по C^{14} . Из верхней морской толщи (алеврнты пачки 1) для этой цели были отобраны раковины *Mya truncata*, а также найденный в их верхней части обломок древесины. Эти образцы получили датировки более 33 тыс. лет (Mo-429 и Mo-442). Из нижней морской толщи было также отобрано два образца (только раковин), датировки которых также превышали возможности аппаратуры

лаборатории и дали цифры более 33 тыс. лет (Мо-430 и Мо-443). Таким образом, эти датировки подтвердили вывод, первоначально сделанный на основе геологического изучения разреза, о плейстоценовом возрасте исследованных осадков.

Дополнительно необходимо отметить, что описанную верхнюю морену по имеющимся здесь оврагам удалось проследить примерно до высоты около 60 м. Таким образом, было выявлено, что в ряде случаев она подстилает серию морских террас голоценового возраста. По-видимому, именно эта морена была описана нами и в ряде других разрезов по берегам Билле-фиорда.

Так, в бухте Петунья на левом берегу р. Хэрбидален в месте выхода ее на задровую наклонную равнину морена слагает цоколь 60-метровой террасы, отложения которой были описаны нами в предыдущем разделе. Морена в данном месте представлена серовато-коричневыми очень плотными алевритами (образец 187, табл. 7), которые при раскапывании дают мелкоглыбовую отдельность. В алевритах содержится большое количество гальки и валунов с ледниковой штриховкой, которые распределены в толще без какой-либо заметной закономерности. Исследование остаточной намагниченности показало, что она обусловлена в основном магнитно-вязкими процессами. Изучение крупных ориентированных шлифов показало, что порода представляет собой совершенно несортированную песчанисто-алевритовую массу. Интересно отметить, что в данном разрезе на поверхности морены в основании морских отложений имеются следы перемыва пролювия. Это указывает на то, что накопление морены и морских отложений 60-метровой террасы было разобщено во времени.

Интересный разрез плейстоценовых морских отложений был обнаружен нами на северном побережье п-ова Бреггер, примерно в 4 км западнее Нью-Олесунна. В данном месте плейстоценовые осадки слагают цоколь 20-метровой террасы. Однако, поскольку общая мощность разреза невелика, приведем его полностью. В уступе террасы сверху вниз вскрыто:

	Мощность, м
1. Валунно-галечные отложения фации пляжа 20-метровой террасы. На многих крупных валунах хорошо видна штриховка ледникового типа	2,5—3
2. Алевриты грязно-серые, с листовой текстурой, с большим количеством раковин морских моллюсков, среди которых О. М. Петров определил: <i>Mya truncata truncata</i> , <i>Mya truncata uddevalensis</i> , <i>Hiatella arctica</i> , <i>Macoma calcarea</i>	0,7
3. Пачка песков и галечников со слабо заметной линзовидно-горизонтальной слоистостью. В отложениях этой пачки в 0,5 м от кровли найден ствол дерева, возраст которого по C^{14} оказался равным $25\ 450 \pm 200$ лет (ГИН-455). В отложениях пачки встречается много обломков и целых створок раковин морских моллюсков	до 6
Ниже до уреза воды — коренные породы, представленные девонскими песчаниками.	

Таким образом, отложения пачки 3 данного разреза совершенно определенно могут быть отнесены к плейстоцену.

По-видимому, плейстоценовые отложения слагают цоколь 30-метровой террасы на южном побережье п-ова Брегер в районе устья р. Трауддален. В данном месте в строении террасы выделяются по крайней мере три разновозрастные толщи. Сверху вниз здесь залегают:

	Мощность, м
1. Пачка серых косонаслоенных галечников с тонкими песчаными линзами, с обломками раковин морских моллюсков.	до 4,5
2. Пачка линзовидно наслоенных желтовато-коричневых песков, полосчато ожелезненных, мелкозернистых, полимиктовых. В песках на разных уровнях встречаются очень тонкие линзочки гравия и мелкого галечника. Примерно в середине пачки обнаружен позвонок кита, повсюду имеются раковины морских моллюсков, среди которых преобладает <i>Mya truncata</i> . Контакт с нижележащей пачкой резкий	3
3. Алевриты грязно-серые с тонкой листоватой текстурой, пятнами ожелезненные, с большим количеством раковин морских моллюсков. Контакт с нижележащей пачкой резкий	0,5
4. Пачка галечно-валунного состава. Нередко в ней встречаются валуны, достигающие в поперечнике 0,5 м, а иногда 0,7—1,0 м. Общий цвет — серый, но местами отложения пачки ожелезнены до ржаво-желтого цвета. Контакт с нижележащей пачкой резкий	около 7
5. Алевриты грязно-серые, местами малиново-серые. Хорошо выражена листоватая текстура. Содержатся фауна морских моллюсков, редкая мелкая галька, распределенная без какой-либо закономерности. Контакт с нижележащей толщей резкий	0,8
6. Пачка линзовидно наслоенного песчано-галечного материала с раковинами морских моллюсков. Толщина песчаных и галечных линз примерно одинаковая — 0,3 м . . .	до 10
Ниже до уреза воды — известняки.	

В приведенном описании разреза обращают на себя внимание отложения пачки 4, которые поражают грубым составом и в генетическом отношении скорее всего могут быть отнесены или к древнему аллювию р. Трауддален, или к флювиогляциальным отложениям. Эти валунно-галечные отложения разделяют разновозрастные морские отложения (пачки 1—3 и пачки 5—6). Нижние из них скорее всего плейстоценовые. Не исключено, что и отложения пачки 4 плейстоценовые.

Наконец, следует привести еще одно описание разреза, где вскрыты несомненно плейстоценовые отложения. Мы имеем в виду разрез вблизи мыса Старостина (около развалин избы Старостина), на правом берегу р. Линнедален примерно в 400 м от ее устья. Высота обнажения 21—22 м. В подмыве реки здесь вскрыты сверху вниз следующие слои:

1. Песчано-гравийно-галечный материал, хорошо окатанный и промытый. Он слагает наклонную вниз по течению площадку шириной до 15—20 м, являющуюся террасой р. Линнедален. Сравнение материала пачки с современным аллювием этой реки показало, что они практически неотличимы. Надо отметить, что на поверхности речной террасы встречаются раковины морских моллюсков. Но они принесены сюда ветром из нижележащих морских осадков. Об интенсивных эоловых процессах свидетельствуют также свежие песчаные надувы на поверхности террасы. Контакт с нижележащими отложениями резкий с размытием. до 1
2. Алевриты буровато-коричневые, мелкощбенчатые, с четко выраженной горизонтальной слоистостью, образованной в одних случаях грязновато-бурыми прослоями алевритов, а в других — тонкими прослоечками песка. В алевритах имеются единичные включения гравия и гальки. Отложения пачки скорее всего относятся к озерным или даже озерно-ледниковым осадкам 0,9—1
3. Морена, представленная толщей опесчаненных алевритов буровато-коричневого цвета, с хорошо выраженной среднещбенчатой текстурой, с очень большим содержанием валунов и гальки. На некоторых из валунов хорошо выражена штриховка ледникового типа. В морене встречаются мелкие перетертые обломки раковин морских моллюсков. Несмотря на специальные поиски, ни одной целой раковины найдено не было.
В нижней трети разреза на разных уровнях в морене встречаются тонкие линзы песка, образующие полосчатость морены. В отдельных случаях видно, как тонкие песчаные прослоечки, подходя к валунам, полого огибают их или образуют вблизи вогнутый изгиб. Такого типа явления мы относим к гляцодинамическим текстурам уплотнения донной морены. На контакте морены с подстилающими ее морскими песками четко выражены явления захвата в виде тонких песчаных лент, затянутых в морену 1

Ниже в разрезе вскрыта толща морских отложений, среди которых выделяются две пачки.

4. Пачка серых и зеленовато-серых мелкозернистых песков, довольно глинистых. В песках имеются тонкие линзы или прослой темно-серого тонкозернистого песка толщиной до 2—4 см. Встречаются линзообразные скопления мелкого галечника. Иногда гальки рассеяны по толще песков. В пачке хорошо выражена линзовидно-горизонтальная слоистость. В отдельных местах хорошо заметна путаная слоистость, как бы облекающая небольшие по размерам котлы вымывания. Иногда встречаются линзообразные скопления окатышей нижележащих алевритов и битой ракуши. В целом в пачке содержится очень много раковин морских моллюсков, захороненных в прижизненном состоянии. Среди собранных раковин Д. В. Семевский определил: *Cardium ciliatum* Fabricius, *Saxicava arctica* (L.), *Mya truncata* L., *Serripes groenlandicus* (Chemnitz), *Macoma* sp. juv., *Axinopsis orbiculata* Sars. *Bivalvia* sp. sp., *Natica clausa* Broderip et Sowerby, *Polynices pallidus* (Brode-

- rip et Sowerby), *Buccinum* sp., *Lora* cf. *bicarinata* (Couthouy). *Lora* sp., *Cylichna alba* (Brown).
5. Пачка темно-серых довольно рыхлых алевроитов, местами листоватых, содержащих тонкие прослои зеленовато-серых песков, расположенных горизонтально. Местами алевроиты благодаря сближенности таких прослоев обладают слоистостью типа «слоеного пирога». К песчаным прослоям толщиной 2—3 см приурочены скопления раковин морских моллюсков. Среди них Д. В. Семевский определил: *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* (L.), *Nucula* sp., *Taxodonta* sp., *Astarte crenata* (Gray), *Margarites* sp. В отличие от фауны, собранной нами в пачке 4, здесь явно преобладает *Mya truncata*, которая выше встречалась лишь в единичных экземплярах. Очень редко встречаются рассеянные без какой-либо закономерности хорошо окатанные гальки.
- В нескольких местах, в основании пачки на контакте с нижележащими отложениями, были обнаружены небольшой протяженности линзы буровато-коричневых алевроитов, содержащих большое количество обломочного материала. Среди последнего много среднего размера гальки, щебенки и валунов. В этих линзах также имеется много прижизненно захороненных раковин морских моллюсков, представленных преимущественно *Mya truncata* и в меньшем количестве *Saxicava arctica*. Мощность этих линз достигала в разрезе 0,3 м. Возможно, что появление их связано с размывом или даже перемывом отложений второго горизонта морены, более древнего, чем описанный выше, но от которого в разрезе остались только следы перемыва. При прослеживании отложений описываемой пачки вдоль обнажения в направлении к современному морю было обнаружено, что мощность их уменьшается на протяжении 50 м.
- В связи с наличием в разрезе отмеченных линз, обогащенных обломочным материалом, охарактеризованные морские отложения можно выделить в отдельную самостоятельную толщу.
- Ниже в обнажении лежат отложения еще одной морской толщи.
6. Пачка мелкозернистых полимиктовых песков, горизонтально- и волнисто-горизонтальнослоистых. В верхней части (до глубины 1 м от кровли пачки) встречаются рассеянные гальки. Ниже галечный материал сконцентрирован в небольшие линзочки. Встречаются раковины морских моллюсков как в прижизненно захороненных условиях, так и в виде линзочек битой ракушки. Среди собранных нами раковин морских моллюсков Д. В. Семевский определил: *Macoma calcarea* (Chemnitz), *Mya truncata* L. *Saxicava arctica* (L.), *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Astarte borealis* Fabricius, *Axinopsis orbiculata* Sars cf., *Montacuta spitsbergensis* Knipowitsh, *Natica clausa*. Broderip et Sowerby, *Acrybia islandica* (Gmelin). около 10
7. Пачка переслаивающихся прослоев темно-серых алевроитов и зеленовато-коричневых тонкозернистых песков с большим содержанием раковин морских моллюсков, среди

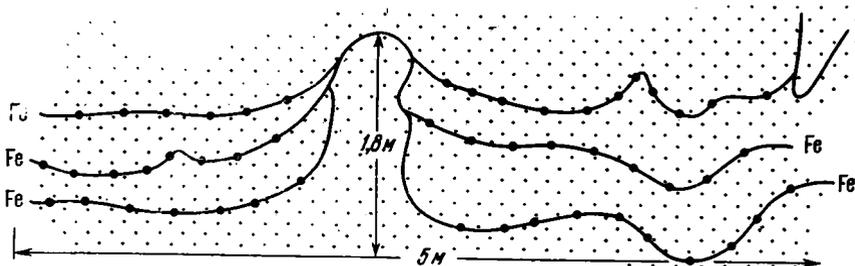


Рис. 84. Нарушения в напластованиях, вызванные севшими на мель айсбергами

Мощность, м

которых Д. В. Семевский определил: *Curtodaria kurriana* Dunker, *Cardium ciliatum* Fabricius, *Mya truncata* L., *Saxicava arctica* (L.), *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Astarte borealis* (Chemn.), *A. montagui* (Dillw.), *Axinopsis orbiculata* Sars, *Thyasira flexuosa* (Montagui), *Natica clausa* Broderip et Sowerby, *Acrybia islandica* (Gmelin), *Polynices* sp. Пачка залегает в разрезе в виде крупной линзы.

1—1,2 (максимальная)

8. Пески тонкозернистые, грязновато-коричневые с редкой рассеянной галькой, с фауной морских моллюсков, среди которых Д. В. Семевский определил: *Mya truncata* L., *Astarte borealis* (Chemn.), *A. crenata* (Gray), *Serripes groenlandicus* (Chemn.), *Macoma calcarea* (Chemn.), *Macoma cf. moesta* (Deskayes), *Axinopsis orbiculata* Sars, *Lioryma fluctuosa* (Gouth), *Thracia tyopsis* (Beck) Möller, *Margarites* sp., *Lora cf. harpularia* (Couthouy), *Natica clausa* Broderip et Sowerby, *Acrybia islandica* (Gmelin), *Polynices pallidus* (Broderip et Sowerby). В кровле песков имеются текстуры, образованные айсбергами, севшими на мель (рис. 84). Ниже до уреза воды в реке — сплошная осыпь.

6 (видимая)

По экологическим характеристикам собранная в данном разрезе фауна довольно сходна. Все перечисленные виды являются арктическими или арктическо-бореальными, циркумполярными, обитающими в настоящее время при температурах современного Баренцева моря. Тем не менее, некоторые отличия в видовом составе двух морских толщ существуют. Они состоят в том, что в верхней толще преобладают *Mya truncata*, *Serripes groenlandicus*, *Axinopsis orbiculata*. Остальные виды были встречены в единичных экземплярах. В нижней толще резко преобладают: *Macoma calcarea* и *Natica clausa*, довольно много встречается *Serripes groenlandicus*, *Axinopsis orbiculata*, *Acrybia islandica*. Отмечено наличие в единичных экземплярах *Curtodaria kurriana*, которая указывает на возможное опреснение вод.

Необходимо отметить, что с фаунистическими комплексами, выделенными Фейлинг-Ханссеном, обнаруженная фауна практически несопоставима и, судя по приведенному геологическому описанию разреза, несомненно, характеризует более древние, плейстоценовые отложения.

Морские и ледниковые плейстоценовые отложения обнаружены нами также в других местах о-ва Западный Шпицберген — в Темпель-фиорде, Ван-Мейен-фиорде и Ван-Кёлен-фиорде, где они местами перекрыты осадками голоценовых морских террас, а местами слагают высокие самостоятельные морские уровни. Выше упоминалось, что наиболее высокая терраса в Ван-Мейен-фиорде достигает высоты 115 м. Она была обнаружена на восточном берегу бухты Риндерс. Сложена эта терраса с поверхности галечником, а ниже — темно-серыми, почти черными пластичными алевроитами с редкой рассеянной галькой и валунами. К сожалению, фауны морских моллюсков в этом разрезе найдено не было.

Следующая развитая здесь терраса, относимая нами также к плейстоцену, достигает высоты 85 м. Мощность ее отложений достигает 20 м. В верхней части они представлены маломощным покровом галечника, а ниже — горизонтально-линзовидными почти черными глинами. В глинах были собраны морские моллюски, среди которых, по определению О. М. Петрова, оказались следующие виды: *Mya truncata*, *Hiatella arctica*, *Macoma calcaea*.

В районе Бельсунна терраса высотой 110 м, по материалам Л. С. Троицкого, охарактеризована следующими видами моллюсков: *Mya truncata*, *Saxicava arctica*.

Почти аналогичный состав фауны морских моллюсков характерен для 110-метровой террасы о-ва Северо-Восточная Земля. Дополнительно здесь были найдены обломки *Chlamys* sp.

Выше отмечалось, что, конечно, этих данных недостаточно для того, чтобы составить достаточно обоснованную стратиграфическую схему плейстоцена Шпицбергена. Тем не менее, некоторые выводы по истории оледенения и изменениям уровня моря можно сделать уже сейчас.

Прежде всего в приведенных разрезах опорными маркирующими горизонтами могут служить морены или следы их перемыва. В обнажении 30-метровой террасы у мыса Экхольм четко выделяются две морены, межморенная нижняя морская толща и верхняя морская толща, перекрывающая вторую морену и отделяющаяся от морских отложений голоцена горизонтом пролювия. В разрезе у мыса Старостина наблюдаются, по-видимому, несколько более древние морские осадки. Действительно, верхняя морена здесь залегает так же, как и у мыса Экхольм, т. е. она подстилает морские абразионно-аккумулятивные террасы. Следовательно, верхнюю морскую толщу этого разреза можно сопоставить с нижней морской толщей мыса Экхольм. В этом случае нижняя морена мыса Экхольм будет сопоставляться со следами перемыва ледни-

ковых отложений в основании верхней морской толщи мыса Старостина. Таким сопоставлениям не противоречит и состав морской фауны. Наконец, нижняя морская толща мыса Старостина оказывается наиболее древней из плейстоценовых отложений.

При таких сопоставлениях комплекс отложений высоких морских террас более молодой, и образование их связано с самостоятельной трансгрессией моря в промежуток времени примерно от 24 тыс. лет до оледенения вюрм III. Учитывая все имеющиеся данные, в настоящее время можно утверждать, что в вюрме III площадь оледенения Шпицбергена была близка к современной и лишь ненамного превышала ее. В связи с этим выводом уместно вспомнить, что в это время на территории Европы существовал еще значительный ледниковый щит. В этом состоит одна из специфических особенностей развития природы Шпицбергена в конце плейстоцена.

Действительно, геолого-геоморфологическое изучение рельефа и четвертичных образований разного возраста Шпицбергена показало, что нигде до сих пор не обнаружено широко распространенных ледниковых отложений, которые можно было бы датировать временем вюрма III.

Материалы, собранные нами и другими исследователями по соотношению ледниковых и датированных морских отложений, показали, что на поверхности голоценовых и верхнеплейстоценовых террас они имеются только в непосредственной близости от современных ледников. В качестве примера можно сослаться на внешнюю конечную морену ледника Норденшельда, на склоне которой имеются небольшие абразионные площадки, расположенные на различных высотах. Наиболее высокая из них была отмечена на высоте около 50 м. Это значит, что конечная морена ледника Норденшельда древнее по крайней мере 50-метровой террасы, и образование ее происходило в промежуток времени между формированием этой последней и наиболее высокой в Билле-фиорде 84-метровой террасы.

По-видимому, аналогичный возраст имеет, судя по сходной геолого-геоморфологической обстановке, и конечная морена ледника Ветеранен вблизи вершинной части Лома-фиорда, на внешнем склоне которой еще Де Геер обнаружил морские абразионные площадки. В 1966 г. М. Г. Гросвальд отметил, что наиболее высокая абразионная площадка на этой морене достигает высоты 50 м (устное сообщение).

Выше уже указывалось, что терраса высотой 84 м в Билле-фиорде датируется временем 21—18 тыс. лет, а террасы 50—60 м — началом голоцена. Отсюда возраст внешней конечной морены ледника Норденшельда можно определить как вюрм III. В связи с изложенным интересно отметить, что максимальная удаленность этой морены от фронта современного ледника на южном берегу бухты Адольфа составляет всего 1,5 км.

Наличие ледниковых отложений на поверхности молодых голоценовых террас только в непосредственной близости от ледников совершенно определенно указывает на то, что максимальное распространение их в голоцене было также ненамного больше современного. Одновременно имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют утверждать, что в наиболее теплые отрезки голоцена площадь оледенения была значительно меньше современной. В особенности это относится к атлантическому времени. Морские отложения этого времени были обнаружены нами под ледником Норденшельда, а также под ледником Грен-фиорда. В последнем случае для них была получена радиоуглеродная датировка 6120 ± 40 лет (ГИН-290).

Однако обнаружение в естественных разрезах ледниковых и морских отложений показывает, что в плейстоцене оледенение Шпицбергена достигало значительных размеров. В настоящее время, по имеющимся геолого-геоморфологическим данным, можно предполагать существование в плейстоцене по крайней мере двух крупных оледенений, разделенных во времени морской трансгрессией.

Более древним, чем вюрм III, оказалось и оледенение о-ва Северо-Восточная Земля, перекрывавшее значительные площади. Следы его нами и другими исследователями отмечены во многих местах. Однако они отсутствуют на поверхности голоценовых морских террас, а также в пределах древней ложбины на южном побережье Леди-Франклин-фиорда. Эта ложбина выстлана плейстоценовыми морскими осадками, возраст которых по C^{14} оказался 35—40 тыс. лет (Blake, 1961). Следовательно, и площадь оледенения острова в это время была значительно меньше современной.

Сравнительно древние ледниковые отложения были встречены нами на п-ове Бреггер. Здесь на северном берегу полуострова, примерно в 4 км западнее Нью-Олесунна, в разрезе 22-метровой морской террасы морена залегает на девонских породах и перекрыта морскими отложениями, имеющими возраст 25 300 лет.

Теперь попытаемся проследить ход относительных колебаний уровня моря и оценить роль гляциоизостазии в поднятии берегов Шпицбергена. Для этого необходимо обратиться к лестнице террас, прекрасно выраженных по всем берегам Шпицбергена и неоднократно описанных многими исследователями. Изучение морских береговых линий на архипелаге Шпицберген выявило большое их количество, позволило дать фаунистическую характеристику и определить возраст по C^{14} . В этом отношении особый интерес представляют работы Фейлинг-Ханссена по центральной части о-ва Западный Шпицберген и работы Блейка и Олсонн по западной части о-ва Северо-Восточная Земля.

Многие исследователи образование всей лестницы морских береговых уровней связывают в основном со снижением уровня моря в ходе относительно быстрого поднятия архипелага и с вы-

работкой соответствующих террасовых уступов на все более низких уровнях. На основании опубликованных радиоуглеродных датировок поднятие архипелага началось во всяком случае не позднее 21 тыс. лет назад, а судя по наличию более высоких террас (террасы высотой 115 м в бухте Риндерс и других местах), можно полагать, что и еще ранее.

Все исследователи морских голоценовых террас считают, что поднятие архипелага было обусловлено уменьшением ледниковой нагрузки, т. е. гляциоизостазией. В связи с этим рядом ученых была сделана даже попытка рассчитать скорость гляциоизостатических поднятий и изобразить соответствующие представления в виде схем или карт. В частности, для Шпицбергена это отмечалось Фейлинг-Ханссеном, Биркенмайером, Яном, Блейком, Д. В. Семевским, М. Г. Гросвальдом и другими учеными.

В настоящей работе мы назовем только некоторых исследователей, чьи представления получили в последнее время наиболее полное развитие. Например, Корбель (Corbel, 1960) пришел к выводу, что поднятие арктических островов является гляциоизостатическим, происшедшим в результате распада Баренцевоморского ледникового щита, существовавшего в позднем плейстоцене — начале голоцена.

С. А. Ушаков (1960, стр. 206) отмечает, что «...за 10 тыс. лет, прошедших с момента исчезновения ледника, покрывавшего весь архипелаг, острова Шпицберген поднялись примерно на 300 м, причем скорость подъема за первые 5—6 тыс. лет более чем вдвое превышает скорость подъема за последние 5 тыс. лет. Поэтому можно предполагать, что настоящее поднятие произошло в основном в результате ледниковой нагрузки».

Доннер и Вест (Donner, West, 1957) высчитали скорость гляциоизостатического поднятия берегов Брангенсета на о-ве Северо-Восточная Земля, которая, по их мнению, составила 3 м за 100 лет. Аналогичные скорости гляциоизостатических поднятий приводят Биркенмайер (Birkenmajer, 1958) и Корбель (Corbel, 1966).

Представления о существовании в вюрме III ледникового щита на шельфе Баренцева моря и в связи с этим — гляциоизостатической природе поднятий окраинных частей шельфа наиболее последовательно развивает М. Г. Гросвальд (1967а, б). Для подтверждения своих выводов он использует, пожалуй, все возможные геоморфологические данные. К сожалению, отсутствие до последнего времени сугубо геологических данных о плейстоцене Шпицбергена, в частности о масштабах оледенения вюрма III на этой территории привело Гросвальда к теоретическим выводам, с которыми трудно согласиться.

Изложенные выше данные о масштабах оледенения Шпицбергена в конце плейстоцена позволяют отрицать наличие в этом регионе каких-либо существенных связей между поднятием берегов и изменениями величин ледниковой нагрузки. Поэтому в на-

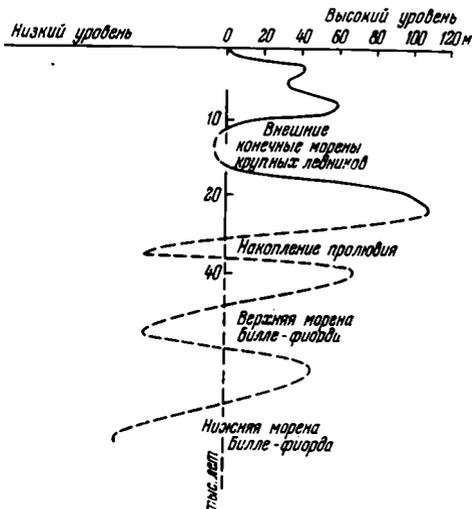


Рис. 85. Кривая изменения уровня моря на Шпицбергене

стоящее время, с нашей точки зрения, формирование морских береговых уровней на берегах Шпицбергена можно связывать лишь с проявлением новейшей тектоники. В этом отношении Шпицберген представляет собой исключительно интересный объект для исследований. Уже сейчас выяснено, что различные части архипелага имеют неодинаковые скорости поднятия (Гросвальд, 1967а, б), но до сих пор эти данные не имеют соответствующей привязки к геологическим структурам.

Вывод о специфичности развития оледенения на Шпицбергене в конце вюрма тесно связан с проблемой существования Баренцево-морского ледникового щита. Многие исследователи полагают, что ледники Шпицбергена играли не последнюю роль в питании этого щита. Однако подобные предположения, во всяком случае для вюрма III, не получили, как указывалось выше, достаточного геологического обоснования. Более того, изучение отложений шельфа Баренцева моря и прилежащих к нему побережий, проведенное в последние годы М. А. Спиридоновым, убедительно показало, что существование ледникового щита на шельфе можно допускать не позднее калининского времени.

В заключение мы попытались представить общую кривую относительных изменений уровня моря на Шпицбергене (рис. 85). Эта кривая получилась достаточно сложной и ниже мы подчеркнем только главные ее особенности.

1. Относительное изменение уровня моря в самом конце верхнего плейстоцена — голоцене по материалам предыдущих исследователей обычно изображалось в виде плавно снижающейся кривой. Анализ собранных нами материалов позволяет думать о су-

уществовании самостоятельной морской трансгрессии, начало которой совпало с началом голоцена.

В самом конце вюрма III была регрессия моря и происходило кратковременное и небольшое передвижение ледников. Одним из отражений этих событий явилось образование внешней конечной морены ледника Норденшельда. Следы крупного относительного изменения уровня моря в более ранние отрезки вюрма III зафиксированы в виде высоких морских террас (84 м в Билле-фиорде, 110 м на о-ве Северо-Восточная Земля, 115 м в Ван-Мейен-фиорде).

2. В более ранние отрезки плейстоцена также наметились значительные относительные изменения уровня моря. В этом отношении обращает на себя внимание наличие континентальных (пролювиальных) осадков на низких отметках (в разрезе Матисондален), которые позволяют предполагать во время их накопления довольно низкое стояние уровня моря. Еще раньше (примерно 35—40 тыс. лет) уровень моря вновь повысился. Следы этого повышения уровня моря отмечены на о-ве Северо-Восточная Земля (осадки древней ложбины на южном побережье Леди-Франклин-фиорда), в Билле-фиорде (верхняя плейстоценовая морская толща разреза Матисондален); возможно, к ним относятся плейстоценовые морские осадки п-ова Бреггер.

Наконец, наличие континентальных ледниковых отложений в ряде разрезов, а также межморенных морских осадков позволяет допускать еще по крайней мере два крупных понижения уровня моря и одну трансгрессию.

Теперь несколько слов о более древнем оледенении или оледенениях Шпицбергена. В этом отношении в нашем распоряжении имеются только геоморфологические данные, которые, конечно, довольно относительны. Тем не менее, остановиться на них, хотя бы кратко, видимо, следует. Эти данные двойного рода. Во-первых, изучение речных долин центральной части Шпицбергена показало, что по типу это типичные троговые долины. Во-вторых, во многих из них примерно на высоте 400 м наблюдаются плечи трогов, свидетельствующие о наличии системы вложенных друг в друга трогов.

Интересные данные сравнительно недавно сообщили Д. В. Севевский и Е. П. Шкатов (19656). Эти исследователи на Земле Норденшельда выделяют две системы трогов, отвечающие двум стадиям или даже эпохам оледенения. К древней системе трогов они относят крупные, в настоящее время значительно преобразованные долины типа Рейндален, Берцелиусдален, Семмельдален. Более молодая система трогов обладает всеми свойственными им морфологическими особенностями. Все эти данные, несомненно, свидетельствуют о существовании нескольких оледенений или крупных фаз одного оледенения. Однако, судя по геоморфологическим данным, а также по соотношению их с уже приведенными

ранее материалами, значительная часть этих следов оледенений более ранняя, чем описанные нами морены. Наконец, на крупное, скорее всего покровное оледенение о-ва Западный Шпицберген указывают ледниковые следы переработки рельефа, наблюдавшиеся нами на п-ове Блюмштрандхальва. Судя по наличию здесь следов ледникового экзарационного рельефа, весь этот полуостров (максимальная отметка 369 м) был перекрыт ледником. Не исключено, что одновременно покровным ледником был покрыт весь о-в Северо-Восточная Земля и, таким образом, весь архипелаг Шпицберген был занят единым ледниковым щитом. К сожалению, говорить о времени существования этого щита в настоящее время затруднительно. Во всяком случае, по имеющимся данным, этот ледниковый щит существовал в более раннее время, чем вюрм.

Надо заметить, что материалов, позволяющих окончательно отрицать существование в эти более ранние отрезки плейстоцена ледникового щита на части шельфа, прилежащего к Шпицбергену, мы не имеем. Более того, об этом, по-видимому, частично свидетельствует наличие трогообразных подводных желобов на дне моря вблизи Шпицбергена (Ahlmann, 1933).

В заключение необходимо подчеркнуть, что изложенные данные недостаточны для освещения всех событий палеогеографии плейстоцена Шпицбергена. Тем не менее, даже в таком виде они обращают внимание исследователей на многие сложные проблемы (как стратиграфического, так и палеогеографического порядка), требующие дальнейшего углубленного изучения и анализа. С нашей точки зрения, все изложенные материалы имеют прямое отношение к дальнейшей разработке проблем стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода островов европейского сектора Арктики.

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Г. А.** О некоторых вопросах гляциологии.— Проблемы физ. географии, 1948, т. XIII.
- Архипов С. А.** К вопросу о существовании гляциально-морских отложений в Приенисейском районе Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Асеев А. А.** О геологической деятельности древних европейских ледниковых щитов.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1967, № 34.
- Белова Н. А., Лапина Н. Н.** Предварительные данные о строении современных донных осадков северной части Гренландского моря.— Инф. бюлл. Ин-та геологии Арктики, 1957, вып. 3.
- Буйницкий В. X.** Движение и баланс массы шельфовых льдов Антарктики.— Вестник Ленингр. гос. ун-та, 1963, № 6.
- Василяускас В. М.** Реликты структуры зон нижних контактов плейстоценовых ледников в обнажениях среднего течения р. Неман.— Труды АН Лит.ССР, серия Б, 1960, т. 3 (23).
- Горшкова Т. И.** Осадки Карского моря.— Труды Всес. гидробиологического об-ва, 1957, т. VIII.
- Гравис Г. Ф.** Склоновые отложения Якутии. (Автореферат дисс. на соиск. ученой степени канд. геол.-минералог. наук). Якутск, 1968.
- Гросвальд М. Г.** Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене (основные положения).— Материалы гляциологических исследований, 1967а, вып. 13.
- Гросвальд М. Г.** Об изменчивости ледников Европейской Арктики на протяжении последних 20 000 лет.— Тезисы докладов на рабочем совещании по проблеме «Тепловая мелиорация северных широт». М., 1967б.
- Гросвальд М. Г., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Семейский Д. В.** Движения земной коры и возраст ледниковых стадий в районе Шпицбергена.— Геохимия, 1967, № 1.
- Гросвальд М. Г., Кренке А. Н.** Вопросы гляциологии Земли Франца-Иосифа.— Гляциологические исследования, № 6. Изд-во АН СССР, 1961.
- Дибнер В. Д.** История формирования позднплейстоценовых и голоценовых отложений Земли Франца-Иосифа.— В кн. «Антропоновый период в Арктике и Субарктике». М., «Недра», 1965.
- Евтеев С. А.** Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды.— Результаты исследований по программе МГГ, 1964, № 2.
- Елпсеев В. И.** О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины).— Докл. АН СССР, 1963, 152, № 6.

- Елисеев В. И. О пролювии Алакульской впадины.— Литолог. и полезн. ископ., 1964, № 2.
- Зубаков В. А. О выделении ледниково-морских отложений.— Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Зингер Е. М., Михалев В. И. Аккумуляция снега на ледниках Шпицбергена.— Материалы гляциологических исследований, 1967, вып. 13.
- Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. М., «Наука», 1965.
- Корякин В. С. Особенности распределения ледников Шпицбергена.— Материалы гляциологических исследований, 1967а, вып. 13.
- Корякин В. С. Колебания ледников Шпицбергена.— Материалы гляциологических исследований, 1967б, вып. 13.
- Кропоткин П. Н. Исследования о ледниковом периоде.— Зап. Русского геогр. об-ва, 1876, т. 7 вып. 1.
- Кручинин Ю. А. Шельфовые ледники Земли Королевы Мод. Л., Гидрометеоздат, 1965.
- Лаврушин Ю. А. Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов.— В кн. «Четвертичный период и его история». М., «Наука», 1965.
- Лаврушин Ю. А. Плейстоцен Западного Шпицбергена.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 1.
- Лазуков Г. И. О гляциально-морских отложениях на севере Евразии.— Вестник МГУ, 1960, № 3.
- Лисицин А. П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов.— Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 2.
- Лисицин А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала.— В кн. «Современные осадки морей и океанов». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Маркин В. А. О различиях в климатической реакции оледенения Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа.— Материалы гляциологических исследований, 1967, вып. 13.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Микалаускас Н. Зандры юго-восточной Литвы. (Автореферат канд. дисс.). Вильнюс, 1966.
- Москвитин А. И. Ледниковые отложения.— В кн. «Методы изучения осадочных пород». М., Госгеолтехиздат, 1957, т. II.
- Най Д. Ф. Распределение напряжений и скоростей в ледниках и ледниковых щитах.— В кн. «Вопросы динамики и современной эволюции ледников». М., «Прогресс», 1964.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Норденшельд О. Полярный мир и соседние ему страны. М., 1913.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Робин Г. Движение льда и распределение температуры в ледниках и ледниковых щитах.— В кн. «Вопросы динамики и современной эволюции ледников». М., «Прогресс», 1964.
- Семевский Д. В. Морские террасы Ван-Майен-фиорда и Билле-фиорда и их палеонтологическая характеристика.— Материалы по геологии Шпицбергена. Л., 1965.
- Семевский Д. В., Шкатов Е. П. Современное отступление ледников Шпицбергена.— Материалы по геологии Шпицбергена. Л., 1965а.
- Семевский Д. В., Шкатов Е. П. Геоморфология Земли Норденшельда. Материалы по геологии Шпицбергена. Л., 1965б.
- Троицкий Л. С. Гляциогеоморфологические исследования на Шпицбергене.— Материалы гляциологических исследований, 1967, вып. 13.
- Ушаков С. А. Реакция земной коры на нагрузку материковых оледенений.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 1.
- Фейлинг-Хансен Р. В. Корреляционная схема позднечетвертичных отложений Норвегии.— В кн. «Антропогенный период в Арктике и Субарктике». М., «Недра», 1965.

- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ., 1963.
- Фриструп Б. Новейшие исследования гренландского ледникового покрова. Научные результаты.— В кн. «Вопросы динамики и современной эволюции ледников». М., «Прогресс», 1964.
- Шандцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1966, вып. 161.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шумский П. А. Основные результаты исследования Антарктического ледникового покрова.— Сов. Антарктич. экспедиция, т. 9.
- Шумский П. А. К теории движения и колебания ледников.— Материалы гляциологических исследований, 1963, № 6.
- Ян А. Геоморфологические исследования польской научной экспедиции на Шпицбергене.— Труды Научно-исслед. ин-та Арктики, 1961, т. 123, вып. 16.
- Ahlmann H. W. Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931.— Pt V. Geomorphology. Pt VIII. Glaciology.— *Geogr. ann.* 1933, XV, H. 2—3.
- Ahlmann H. W. Über das Entstehen von Toteis.— *Geol. fören.*, 1938, bd 60, h. 3.
- Armstrong J. E., Brown W. L. Late Wisconsin marine drift and associated sediments of the Lower Fraser Valley, British Columbia, Canada.— *Bull. Geol. Soc. America.* 1954, v. 65.
- Birkenmajer K. Z. badań utworów fauny podniesionych terasów morskich i zagadnień holoceniczych ruchów izostatycznych w fiordzie Hornsund.— *Przegl. geofiz.*, 1958, R. III (XI).
- Birkenmajer K. Report on the geological investigations of the Hornsund area, Vestspitsbergen in 1958. Pt III. The Quaternary geology.— *Bull. Acad. polon. sci. Cl. III*, 1959, v. 7, N 2.
- Birkenmajer K. Quaternary geology of Treskelen, Hornsund, Vestspitsbergen.— *Studia geol. polon.*, 1964, v. 11, s. 185—196.
- Blake W. W. Jr. The Late Pleistocene chronology of Nordaustlandet, Spitsbergen.— *Abstr. Papers Internat. Geogr. Congr.*, Stockholm. 1960, p. 26.
- Blake W. Jr. Radiocarbon dating of raised beaches in Nordaustlandet, Spitsbergen.— In: *Geology of the Arctic*, v. II. Toronto, 1961.
- Blake W. Jr., Olsson I. U., Srod on A. Radiocarbon dated peat deposit near Hornsund, Vestspitsbergen, and its bearing on the problem of land uplift.— *Norsk Polarinst. Arbok*, 1965.
- Blutgen J. Die diluviale Vereisung des Barentssee-schelfes.— *Naturwissenschaften*, 1942, Bd. 30.
- Büdel J. Die Frostschütz-Zone Südost-Spitzbergen.— *Colloq. geogr. Bonn*, 1960, Bd. 6, S. 1—105.
- Büdel J. Die Abtragungs-Vorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barents-Insel auf Grund der Stauferland-Expedition 1959/60.— *Sonderdruck Dtsch. Geographentag. Köln*, 22—26 Mai 1961.
- Carey W., Ahmad N. Glacial marine sedimentation.— In: *Geology of the Arctic*, v. 11. Toronto, 1961.
- Chamberlin T. C. Proposed genetic classification of Pleistocene glacial formations.— *J. Geol.*, 1894, 2, N 2.
- Corbel J. Problèmes de geomorphologie periglaciare au Spitzberg.— *Revue géogr.*, Lyon, 1953, N 28.
- Corbel J. Phénomènes periglaciaires au Svalbard et en Laponie.— *Biul. perigl.*, 1956, N 4.
- Corbel J. Le soulèvement des terres autour de la Mer de Barentz.— *Rev. géogr.*, Lyon, 1960, v. 35, N 3, p. 253—277.
- Corbel J. Morphologie periglaciaire dans l'Arctique.— *Ann. géogr.*, 1961, v. 70, N 377.
- Corbel J. Datation au carbone-14 des terrasses marines de la Baie du Roi.—

- Spitsberg 1964 et premieres observations 1965. C. N. R. S. R. C. P. 42. Lyon, 1966.
- Coster F. Quaternary geology of the region around the Kjellström valley.— *Geogr. ann.*, 1925, bd 7, S. 104—121.
- Dege W. Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens.— *Petermanns geogr. Mitt.*, 1941, Jg 87, H. 3—4.
- De Geer G. Die Gletscher von Spitzbergen (Vortrag).— *Verhandl. VII Internat. geogr. Congr. Berlin, 1889*, S. 299—302.
- De Geer G. Om östra Spetsberens glaciation under istiden.— *Geol. fören. i Stockholm Förhandl.*, 1900, bd 22, s. 427—436.
- De Geer G. Äußerung in einer Diskussion.— *Geol. fören. i Stockholm förhandl.*, 1904, bd 26, h. 1.
- Dutkiewicz L. Congelifluction lobes on the southern Hornsund coast in Spitzbergen.— *Biul. perigl.*, 1961, N 10.
- Donner J. J., West R. G. The Quaternary geology of Brageneset, Nord-austlandet.— *Skr. Norsk polarinst.*, 1957, N 109.
- Easterbrook J. Void ration and bulk densities as means of identifying Pleistocene tills.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1964, v. 75, N 8.
- Feyling-Hanssen R. W. Late Pleistocene deposits at Kapp Wijk, Vest-spitsbergen.— *Skr. Norsk polarinst.*, 1955, N 108, s. 1—21.
- Feyling-Hanssen R. W., Olsson I. Five radiocarbon datings of post glacial shorelines in Central Spitzbergen.— *Norsk geogr. tidsskr.*, 1959/60, bd 17, h. 1—4.
- Feyling-Hanssen R. W. Shoreline displacement in Central Vestspitsbergen.— *Medd. Norsk polarinst.*, 1965, bd 93.
- Furrer G. J. Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen.— *Geogr. helv.*, 1959, 15, N 4.
- Glen J. W., Donner J. J., West R. G. On the mechanism by which stones in till become oriented.— *Amer. J. Sci.*, 1957, v. 255, N 3.
- Gripp K., Todtmann E. M. Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen.— *Mitt. geogr. Ges. Hamburg*, 1927, Bd. 37.
- Gripp K. Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgschen Spitzbergen-Expedition 1927.— *Abhandl. naturwiss. Vereins. Hamburg*, 1929, Bd. 22, H. 2—4.
- Gripp K. Die verschiedenen Arten von Endmoränen vor den Grenlandischen Inlandeise.— *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1932, Bd. 84, S. 654—650.
- Gripp K. Endmoränen.— *Compt. rend. Congr. internat. géogr. Amsterdam 1938*, t. IIa, p. 215—228. Leiden.
- Hapland W. B. An outline structural history of Spitzbergen.— *In: Geology of Arctic*, v. I. Toronto, 1961.
- Högbom B. Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen.— *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 1908/09, v. 9, p. 41.
- Holms C. D. Till fabric.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1941, v. 52.
- Jahn A. O niektórych badaniach geograficznych polskiej wyprawy naukowej na Spitsbergen.— *Przegl. geogr.*, 1958, t. 30, z. 2.
- Jahn A. Postglacjalny rozwój wybrzeży Spitzbergenu.— *Czasop. geogr.*, 1959a, t. 30. Warszawa — Wrocław.
- Jahn A. The raised shore lines and beaches in Horns and the problem of postglacial vertical movements of Spitzbergen.— *Przegl. geogr.*, 1959b, Suppl., t. 31, str. 143—178.
- Jahn A. Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitzbergen.— *Zesz. nauk. Uniw. wrocł.*, 1961, ser. B, v. 5.
- Jewtuchowicz S. Studia z geomorfologii glacialnej części Sörkappu.— *Acta geogr. Lódz*, 1962.
- Jewtuchowicz S. Akkumulacja w warunkach martwego lodu na przykładzie lodowców spitsbergeńskich.— *Przegl. geogr.*, 1966, t. 37.
- Johnston W. A. Geology of Fraser River delta map-area.— *Geol. Surv. Canada Mem.*, 1923, v. 135.

- Klatka T. Zagadnienie pasów kamienistych na południowym wybrzeżu Hornsundu.— *Przegl. geofiz.*, 1958, r. 3/11.
- Klatka T. Problèmes des sols stries de la partie septentrionale de la Horsunn presque le de Sörkapp (Spitsbergen).— *Biul. perigl.*, 1961, N 10.
- Klimaszewski M. Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Fidem-Bukta.— *Zesz. nauk. Uniw. Jagiell. Prace geogr.*, 1960, Ser. nowa, z. 1.
- Krumbein W. G. Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits.— *J. Geol.*, 1939, v. 47.
- Koch J. P., Wegener A. Wissenschaftliche Ergebnisse der dänischen Expedition nach Dronning Louises Land und quer über das Inlandseis von Nordgrönland 1912—13.— *Medd. Grönland*, 1930, bd 75.
- Kopczyńska-Zandarska K. Stratygrafia i paleomorfologia plejstocenu okolic Wychodźca nad Wisłą.— *Acta geol. Polon.*, 1964, t. XIV, v. 3.
- Lliboutry L. Phénomènes cryogène dans les Andes de Santiago.— *Biul. perigl.*, 1961, N 10.
- Michalska Z. Wyniki badań geomorfologicznych i geologicznych w strefie czołowej lodowca Peneka na południowych wybrzeżach fiordu van Keulen.— *Biul. geol.*, 1961, t. 1, cz. 1.
- Miller D. J. Late Genozoic marine glacial sediments and marine terraces of Middleton Island, Alaska.— *J. Geol.*, 1953, v. 61, p. 17—40.
- Moigh A. Contribution on l'étude littorale et sous-marine de Zabaie du Roi (Spitsberg — 79° N).— *Cahiers oceanograph.*, 1965, t. 17, N 8.
- Nagy J. Preliminary report on the geology of Eastern Torell Land, Vestspitsbergen.— *Årbok Norsk polarinst.*, 1966, p. 69—72.
- Nansen F. The strandflat and isostasy.— *Skr. Norske Vid.-selskap. Bd. 1. Nat.-Naturv. Kl.*, 1924, N 11. Christiania, 1922.
- Nathorst A. G. Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes.— *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 1910, N 10.
- Nordenskiöld A. E. Sketch of the geology of Ice Sound and Bell Sound, Spitsbergen.— *Geol. Mag.*, 1876, Ser. 2, v. 3.
- Olsson I., Blake W. Jr. Problems of radiocarbon dating of raised beaches, based on experience in Spitsbergen.— *Norsk geogr. Tidsskr.*, 1961/62, bd 18, h. 1—2.
- Philipp H. Ergebnisse der W. Filchner'schen Vorexpedition nach Spitsbergen 1910.— *Petermanns Mitt. Ergänzungsh.*, 1914, N 178, S. 1—46. Cotha.
- Philipp H. Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur.— *Neuers Jahrb. Geol. und Paleonthol. Beil.* 1920, Bd. XLIII.
- Poser H. Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland.— *Z. Gletscherkunde*, 1936, Bd. 24, S. 43—98.
- Rapp A. Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden Spitsbergen.— *Skr. Norsk polarinst.*, 1960, N 119.
- Richter K. Stratigraphie und Entwicklungsgeschichte mittelpomerscher Tertiarhöhen.— *Abhandl. Pomeř. Nat. Ges.* 1927, H. 2.
- Richter K. Studien über fossile Gletscherstruktur.— *Z. Gletscherkunde*, 1929, Bd. 17, H. 1—3.
- Richter K. Gefügestudium im Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten.— *Z. Gletscherkunde*, 1936, Bd. 24.
- Różycki S. Z. Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacialne na Ziemi Torella, Spitsbergen.— *Biul. perigl.*, 1957, N 5.
- Ruszczyńska H. Struktura moren czołowych koło Kobylnikow na północ od Wyszogrodu.— *Biul. geol.*, 1961, t. 1, cz. 1.
- Ruszczyńska H. Plejstocen w okolicach Wyszogrodu nad Wisłą.— *Acta geol. polon.*, 1964, t. 14, N 3.
- Sapper K. Über Fluß, Erde und Strukturboden auf Spitzbergen.— *Z. ges. Erdkunde*, 1912, H. 4.
- Schulz W. Die Stauchenmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zunt Helpter Berg.— *Geologie*, 1965, Jg. 14, H. 5/6.

- Seifert G. Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn.— *Meyniana*, 1954, Bd. 2.
- Sharp R. P. Mudflow lerees.— *J. Geomorphol.*, 1942, v. 5, N 3.
- Slater G. Observation on the Nordenskiöld and neighbouring glacier of Spitsbergen 1921.— *J. Geol.*, 1925, v. 33, N 4.
- Slater G. Glacial tectonics as reflected in disturbed drift deposits.— *Proc. Geologists' Assoc.*, 1926a, v. 37, N 4.
- Slater G. The structure of the disturbed deposits of Möens Klint and Lönsstrup Denmark.— *Brit. Assoc. Advancement Sci.*, 1926b.
- Slater G. Studies in the drift deposits of the south-western part of Suffolk.— *Proc. Geologists' Assoc.*, 1927a, v. 38, N 2.
- Slater G. The structure of the disturbed chalk and diluvium of the East Coast of the Isle of Rügen Germany.— *Brit. Assoc. Advancement Sci.*, 1927b, p. 320.
- Szupryczyński J. The marginal zone of the Gas glacier (Sörkappland—Southern) Spitsbergen.— *Bull. Acad. polon. sci. Cl. III*, 1960, v. 8, N 4.
- Szupryczyński J. Formen und Entstehungstypen der Eisrandlagezone von Südspitsbergen.— *Rept. Vllth Internat. Congr. Quaternary*, Warsaw. Lodz. 1961.
- Szupryczyński J. Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodówcow południowego Spitsbergenu.— *Prace geogr. Inst. Geogr. PAN*, 1963a, N 39.
- Szupryczyński J. Relief of the marginal zone of Werenskiöldbreen.— *Årbok Norsk polarinst.*, 1963b, S. 89—107.
- Szupryczyński J. Eskers and kames in the Spitsbergen area.— *Geogr. polon.*, 1965a, v. 6.
- Szupryczyński J. Zagadnienie genezy krajobrazów wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej.— *Przegl. geogr.*, 1965b, t. 37, z. 1.
- Szupryczyński J. Przebieg deglacji na obszarze północnego Spitsbergenu w rejonie fiordu Bock.— *Przegl. geogr.*, 1966, t. 38, z. 3.
- Tarr R. S. Some phenomena of the glacier margins in the Yakutat Ray Region, Alaska.— *Z. Gletscherkunde*, 1908/09, 3, N 2.
- Virkkala K. On the bed structure of till in Eastern Finland.— *Bull. Commiss. géol. Finlande*, 1952, v. 25, N 157.
- Weisse R. Entwurf einer Systematik der wichtigsten Endmorärentypen Norddeutschlands.— *Geologie*, 1965, H. 5/6.
- Woldstedt P. Vergleichende Untersuchungen an Islandischen Gletschern.— *Jahrb. Preuss. geol. Landesanstalt zu Berlin*, 1939, Bd. 59.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter, Bd. 1. Stuttgart, 1954.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Особенности накопления современных ледниковых отложений Шпицбергена	10
Краткие сведения о современном состоянии оледенения Шпицбергена	11
Современные представления о движении ледников и ледниковых щитов	12
Принципиальная схема строения долинного ледника и гипотетическая схема динамики ледникового щита	14
Особенности строения донных морен	30
Некоторые закономерности распределения донноморенного материала в ледниках.	32
Основные черты строения морен, обусловленные пластичным типом движения ледника.	34
Гляциодинамические текстуры мореносодержащего льда и отложенных донных морен	34
Обработка валунов в движущейся донной морене	52
Уплотненность донных морен как показатель динамического воздействия движущегося льда	55
Гляциодинамические текстуры сколов	56
Комплекс осадков зоны мертвых льдов	67
Отложения зандров	73
Нарушения в отложениях ледникового ложа, связанные с движением ледника	78
Особенности накопления и строения ледниково-морских отложений в условиях фьордового побережья	81
Проблема выделения ледниково-морских отложений	81
Динамика отступления некоторых ледников Шпицбергена, спускающихся в море	85

Основные зоны осадконакопления ледниково-морских отложений в осевой части фьордов	88
Принципиальная схема накопления ледниково-морских отложений в осевой части фьорда при постоянном уровне моря	90
Отложения подводных морен	97
Айсберговые ледниково-морские отложения	101
Абляционные подводные морены	105
Влияние айсбергов на отложения морского аккумулятивного берега	107
Некоторые отличия континентальных морен от мореноподобных фаций ледниково-морских отложений	119
Некоторые особенности процессов склоновой денудации и их зональность	126
Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии Шпицбергена	144
Краткие сведения о распространении четвертичных отложений на Шпицбергене	145
Стратиграфия морских голоценовых отложений	146
Морфологические и геологические особенности морских террас Шпицбергена	147
Фауна морских моллюсков голоценовых террас Шпицбергена	152
Плейстоценовые отложения	154
Литература	172

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Particularités d'accumulation des dépôts glaciaires recents de Spitzberg	10
Données brèves sur l'état actuel de la glaciation de Spitzberg . .	11
Notions modernes sur le mouvement des glaciers et des calottes glaciaires	12
Schéma de principes de la structure du glacier de vallée et schéma hypothétique de la dynamique de la calotte glaciaire	14
Particularités de la structure des moraines de fond	30
Certaines régularités de la distribution du matériel morainique de fond dans les glaciers	32
Traits principaux de la structure des moraines, déterminés par le type plastique du mouvement du glacier	34
Textures glacio-dynamiques de la glace contenant la moraine et des moraines de fond déposées	34
Traitement des blocs dans la moraine de fond mouvante .	52
Consolidation des moraines de fond comme l'indice de l'action dynamique de la glace mouvante	55
Textures glacio-dynamiques des cisaillements .	56
Complexe de sédiments de la zone des glaces mortes	67
Dépôts des plaines de lavage	73
Accidents dans les dépôts du lit glaciaire, liés avec le mouvement du glacier	78
Particularités de l'accumulation et de la structure des dépôts maringlaciaires dans les conditions de la côte à fiords	81
Problème de la détermination des dépôts maringlaciaires	81
Dynamique du recul des certains glaciers de Spitzberg, descendants dans la mer	85
Zones principaux de la sédimentation des dépôts maringlaciaires dans la partie axiale des fiords	87

Schéma de principes de la sédimentation des dépôts marin-glaciaires dans la partie axiale du fiord à condition du niveau constant de la mer	90
Dépôts des moraines sous-marines	97
Dépôts marin-glaciaires d'iceberg	101
Moraines sous-marines d'ablation	105
Influence des icebergs sur les dépôts de la côte marine d'accumulation	107
Certaines distinctions entre les moraines continentales et les faciès du type morainique des dépôts marin-glaciaires	119
Certaines particularités des processus de la dénudation de pente et leur zonalité	126
Stratigraphie de dépôts quaternaires et certains problèmes de la paléogéographie de Spitzberg	144
Données brèves sur la distribution des dépôts quaternaires à Spitzberg	145
Stratigraphie de dépôts marins d'holocène	146
Particularités morphologiques et géologiques des terrasses marines de Spitzberg	147
Faune des mollusques marins des terrasses d'holocène de Spitzberg.	152
Dépôts pléistocènes	154
 Bibliographie	 172

Юрий Александрович Лаврушин

Четвертичные отложения Шпицбергена

Утверждено к печати

Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редакторы издательства

А. А. Кремер и Б. С. Шохет

Технический редактор *А. П. Гусева*

Сдано в набор 22/І 69 г. Подписано к печати 31/ІІІ 69 г.

Формат 60×90^{1/16}. Усл. печ. л. 11,87. Уч.-изд. л. 11,3

Тираж 650 экз. Т-04070. Тип. зак. 1740. Бумага № 1.

Цена 1 р. 13 к.

Издательство «Наука». Москва К-62, Подсосеянский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».

Москва Г-99, Шубинский пер., 10

1р.13к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»