АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

XXI

КРАЕВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
ПРИ ОГГН АН СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
XXI

КРАЕВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1963

Ответственные редакторы:
Г. И. ГОРЕЦКИЙ, И. К. ИВАНОВА,
К. К. ОРВИКУ

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий сборник включает материалы рабочего Совещания по изучению краевых образований покровного оледенения, проведенного с 5 по 9 июня 1961 г. в Таллине, а также другие статьи по той же тематике [1].

Такое Совещание было созвано в СССР впервые и вызвало большой интерес со стороны широкого круга геологов и географов, представителей многочисленных научных и производственных организаций.

Как известно, маргинальные образования, относящиеся главным образом к последнему оледенению, имеют широкое распространение на Русской равнине. Несмотря на то, что краевые формы покровного оледенения неоднократно описывались многими исследователями, они до последнего времени недостаточно изучены. Отдельные стороны, касающиеся их происхождения, строения и вещественного состава, до сих пор остаются спорными. Вопросы терминологии и классификации маргинальных образований еще не вполне разработаны и часто являются неопределенными.

Таллинским Совещанием 1961 г., организованным Институтом геологии Академии наук Эстонской ССР по инициативе Советской секции INQUA, было положено начало обсуждению всех поставленных вопросов в широкой аудитории, с осмотром на местах разрезов краевых образований различного типа в Эстонской ССР.

Большинство докладов относится к территории Русской равнины — ее северо-западной и западной частей. Однако для сравнения публикуется также два доклада и по Азиатской части СССР (Западной Сибири и Прибайкалью). Решение Совещания приводится полностью, с теми дополнениями к нему, которые были предложены его участниками. В решении отражается состояние рассматриваемого вопроса в настоящее время и предлагается ряд конкретных мероприятий для скорейшего выполнения поставленных задач.

В ближайшие годы предполагается продолжить обсуждение вопросов происхождения, строения и состава маргинальных форм материкового оледенения Русской равнины с рассмотрением его на широкой палеогеографической основе и проведением научных экскурсий на территории других республик Прибалтики и Белоруссии.

[1] Подготовка сборника к печати проводилась Институтом геологии АН Эстонской ССР и Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

А. А. НИКОНОВ
Кольский филиал АН СССР

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ХАРАКТЕР СОКРАЩЕНИЯ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В большинстве исследований по западу Кольского п-ва и Северной Скандинавии отмечались конечноморенные образования, которые связывались с отступлением активного ледникового покрова.

Конечноморенные гряды в троговых долинах и депрессиях указывались по побережью Баренцова моря и в материковых частях территории.

Конечные морены в фьордах северного берега п-ва Варангер сопоставлялись с южнонорвежскими ра-моренами, одновременными сальпаусселькe в Южной Финляндии (Tanner, 1930; Мартинуссен[1]). Следами последующих остановок и осцилляций края льда считались гряды в Варангер-фьорде, около Киркенеса, близ устья р. Паз, в Печенгском заливе и в долине р. Печенги (Hausen, 1925; Tanner, 1930; Хольтедаль, 1958). В Кольском заливе, Туломской и Кольской депрессиях выделялось до восьми поясов конечноморенных образований, маркирующих сокращение активного ледникового покрова (Полканов, 1937; Лаврова, 1947, 1960).

Отдельные конечноморенные формы наблюдаются и в континентальных частях территории: по северным склонам Печенгских тундр, к юго-западу от г. Шуорт, в среднем течении р. Паз, в долине р. Лотты (Tanner, 1915).

Аэровизуальное изучение внутренних частей запада Кольского п-ва, проведенное Н. И. Апухтиным в 1948—1949 гг., не подтвердило наличие гряд и поясов конечных морен и привело к мысли о раннем омертвении ледникового покрова. Существование конечных морен подвергли сомнению также К. В. Зворыкин и М. И. Лопатников (1950), исходя из общих представлений об омертвении покрова при мощности в несколько сотен метров.

Однако детальные описания ледниковых форм и их внутреннего строения отсутствовали, образования, считавшиеся конечными моренами, не были рассмотрены критически и не получили иного убедительного истолкования. Из-за этого, в частности, вопрос о конечных моренах и способе сокращения материкового льда на северо-востоке Фенноскандии оставался спорным.

---

[1] Приводится по У. Хольтедалю (1958).

В последние годы при площадной геологической съемке и тематических работах на западе Кольского п-ова с использованием аэрофотоматериалов накоплен значительный и надежный дополнительный материал.

Оказалось, что запад Кольского п-ова с интересующей нас точки зрения не может рассматриваться как единое целое. Необходимо различать прибрежную и внутреннюю, материковую части, каждая из которых характеризуется специфическими образованиями, отражающими особый ход позднеледниковой истории. В качестве рубежа может рассматриваться верхняя граница позднеледникового моря (позднеледниковых незамкнутых бассейнов), которая, как известно, повышается от берега в глубь территории от 60—70 до 110—130 *м*.

Эта граница делит территорию на *субаквальную,* занимающую прибрежную полосу с глубокими «заливами» по депрессиям, и *супрааквальную*, охватывающую внутренние пространства запада Кольского п-ова.

СУБАКВАЛЬНАЯ ТЕРРИТОРИЯ

В зоне воздействия позднеледниковых бассейнов краевыми ледниковыми образованиями являются конечные морены и флювиогляциальные дельты (дельтовые озы).

Фрагменты конечных морен встречаются в открытых к морю депрессиях Мурманского берега. Лучше всего они изучены по берегам Кольского залива и Туломской депрессии. Здесь они зафиксированы у мыса Сеть-Наволок, в Сайда-губе, губе Средней и по р. Средней, губе Варламовой, у д. Минкино, в поселках Роста, Мурмаши, ниже устья р. Керч, вблизи истоков р. Туломы и по р. Печа. Кроме того они известны вблизи моря в депрессиях рек Печенги, Паз-йоки, в губе Долгой (заливе Пеуравуоно).

В ряде случаев гряды частично или полностью погребены под морскими осадками (например, в поселках Роста, Шонгуй) или размыты, в других местах благодаря подмыву склонов они, наоборот, четче выражены (рис. 1). Гряды развиты то в виде единичных (1—2), то в виде серии (10—15) подобных, субпараллельных форм. Высота гряд 1—5 *м*, ширина 5—50 *м*, длина — сотни метров, единичные гряды обычно крупнее и местами насажены или прислонены к выступам коренного рельефа (Сайда-губа, Роста), тогда как серии мелких гряд обычно наблюдаются на ровных склонах или днищах депрессий (Мурмаши, близ устья р. Керч, Минкино и др.).

В общем гряды простираются, как правило, в направлении северо-запада — юго-востока или широтно, перпендикулярно движению льда, протягиваясь поперек или наискосок по склонам депрессий. Но, например, в верховьях р. Туломы и по р. Пече серия гряд изгибается параллельно склонам котловин. Возможно, единичные более крупные гряды являются стадиальными или осцилляторными напорными образованиями, а серии мелких гряд — это годовые морены стаивания.

Сложены конечноморенные гряды песчаной или супесчаной с обломками и валунами мореной, местами несущей следы некоторой сортировки. Нередко конечноморенные гряды бронированы сверху слоем валунов и глыб, возникшим за счет перемыва морены водами позднеледниковых бассейнов (см. рис. 1).

Подтверждением того, что рассматриваемые формы действительно являются конечноморенными и связаны с осцилляциями края льда может служить, например, разрез на дистальном склоне одной из гряд в районе ст. Мурмаши.

Тремя расчистками, удаленными друг от друга на 2—3 *м*, здесь вскрыты над бараньим лбом снизу вверх:

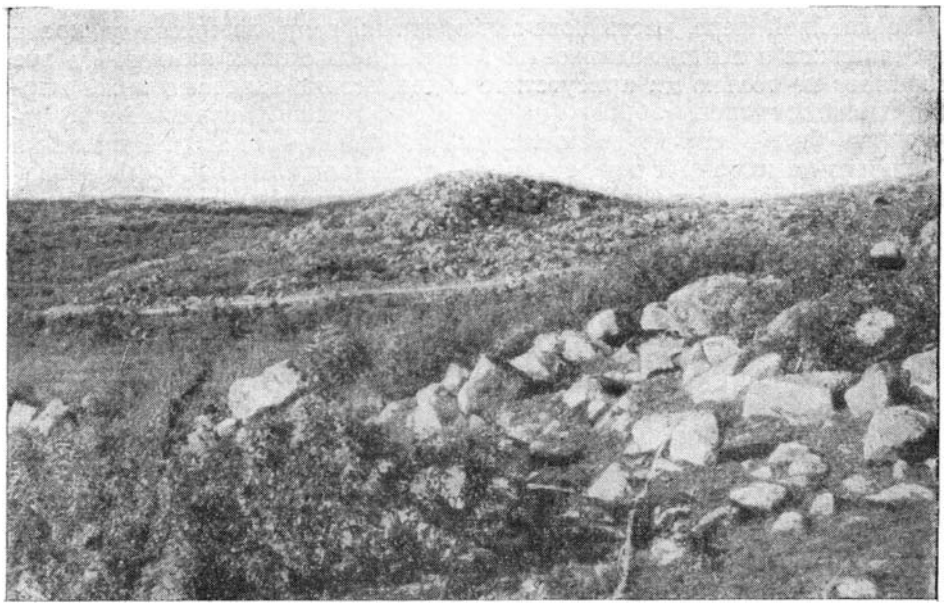


Рис. 1. Конечная морена напора около пос. Сайда-губа

а. Песок серого цвета, резко разнозернистый, слабо глинистый, с гравием, обломками и галькой. Общее содержание гальки и обломков 20—25%, окатанность слабая, размер преимущественно 2—5 *см*, расположение беспорядочное. Мощность 0,5—0,7 *м*. Граница наклонена к СВ под углом 25°.

б. Песок светло-серого цвета, мелко и тонкозернистый, с гравием, обломочками и галькой (10—20%). Видна тонкая параллельная невыдержанная слоистость, наклоненная к СВ. Мощность 1,5—2,0 *м*. Верхняя граница наклонена так же, как нижняя.

в. Горизонт песков желтого и коричневатого цвета, преимущественно мелкозернистых, с гравийно-галечными прослоями. Галька размером до 10—15 *см*, слабой и хорошей окатанности, расположена без видимой ориентировки, содержание около 50% в прослое. Слоистость в общем косая, с общим падением к СВ под углами от 25 до 60°. Горизонт чрезвычайно уплотнен. Мощность более 3 *м*. Верхняя граница четкая.

г. Песчано-обломочный материал с отдельными валунами. Обломки различного размера, окатаны слабо и средне, включены беспорядочно. Песок мелкозернистый, местами отсортирован в мелкие невыдержанные слои с пропластками гравия. Слой сходен со слоем *б*. Мощность около 1 *м*.

д. Песок серого цвета, резко разнозернистый с преобладанием определенных фракций в неровных участках, с гравием, галькой и валунами. Обломочный материал разной крупности, слабой окатанности, расположен беспорядочно. Валунов 20—25%, гальки и обломков 20—30%. Видимая мощность 3 *м*.

Выше залегает промытый слой песка, с хорошо окатанным гравием и галькой; мощность около 1 *м*; наклонен также к СВ по склону.

В данном разрезе отчетливо фиксируются два моренных горизонта (*а* и *д*), горизонт флювио-гляциальных межморенных песков и галечников со следами нарушений (*в*) и переходные от морены к бассейновым осадкам слои (*б* и *г*). Показательно полное отсутствие пыльцы и спор в межморенных песках этого разреза (анализы Т. М. Вострухиной).

На Мурмашинском участке Туломской депрессии в глубоких котлованах невыдержанные прослои межморенных слоистых песков и суглинков (длиной до 50 *м* и толщиной 1—3 *м*) находил Г. И. Горецкий (1936). Позднеледниковый возраст и, следовательно, осцилляторное происхождение прослоев доказывается их переслаиванием с языками морены со склона (местами) и переходом в позднеледниковые слои на дневной поверхности.

В разрезах близ Мурмашей и Мурманска также наблюдаются включения крупных моренных линз в осадки водного происхождения.

По крайней мере, часть конечноморенных гряд возникла у краев опускавшихся в позднеледниковый бассейн ледниковых языков. На это указывает не только их присутствие в депрессиях заведомо ниже морской границы и следы абразии на грядах, но и анализ отдельных разрезов опять-таки в пос. Мурмаши. Здесь на правобережье р. Туломы на абсолютной высоте 47 *м* в теле морской послеледниковой террасы вскрыта одна из серий местных конечноморенных гряд (рис. 2, *а*). В трех поперечных сечениях под слоями гравия (0,3—0,6 *м*) и зеленоватой слоистой супеси (до 0,8 *м* толщиной), синхронными этой морской террасе, в ее цоколе вскрыто ядро из серой песчаной морены с большим количеством (до 60—70%) валунов, в том числе до 1,5 *м* в поперечнике. Моренное ядро вытянуто в северо-западном направлении, а к северо-востоку по резкому контакту оно граничит с толщей песка светло-серого, мелкозернистого, чистого, с наклонной, слабо пересекающейся слоистостью.

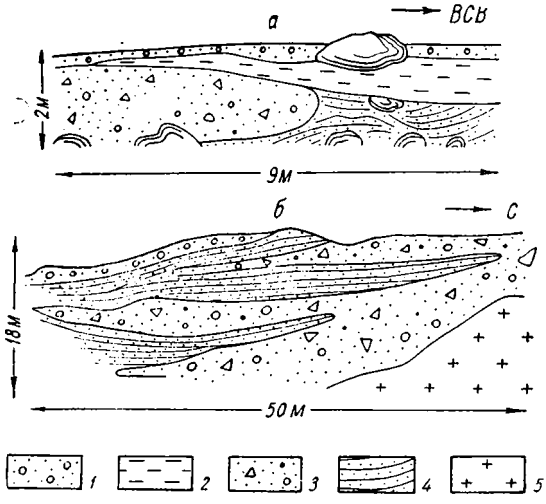


Рис. 2. Подмятие мореной бассейновых песков (*а*) в разрезе погребенной под послеледниковыми осадками конечно-моренной гряды в пос. Мурмаши. Переслаивание слоистых позднеледниковых песков с языками морены (*б*) на склоне Туломской депрессии у пос. Мурмаши (по *Г. И. Горецкому*).

1 — песчано-гравийно-галечные отложения послеледникового бассейна; *2* — суглинистые отложения послеледникового бассейна; *3* — песчано-обломочно-валунная морена; *4* — слоистые сортированные пески; *5* — кристаллические породы

Обращает на себя особое внимание залегание моренного ядра конечноморенной гряды в одном случае непосредственно и частично на слоистых, явно бассейновых песках, с некоторым их подмятием, а в других случаях в виде зубчатого или лопастного контакта. Переслаивание бассейновых песков с тремя языками морены со склона депрессии (рис. 2, *б*) наблюдал в котловане Нижне-Туломской ГЭС Г. И. Горецкий (1936). Наличие переходных слоев морены с частичной сортировкой между обычной моренной и межморенной толщами в вышеприведенном разрезе конечноморенной гряды принадлежит к тому же ряду фактов. Все они вряд ли могут быть основательно объяснены иначе, как при представлении о спускающемся в приледниковый бассейн ледниковом языке.

Другой разновидностью краевых образований являются озовые дельты. Они располагаются по днищам крупных, открытых к океану депрессий — Кольской, Туломской, Печенгской, Пазйокской, а также по некоторым депрессиям более мелкого порядка (например, по притокам р. Туломы, руч. Кротовому, рекам Гремяхе, Улите, Шовне, Пече). Депрессии на западе Кольского п-ова простираются преимущественно в северо-восточном, реже северном направлениях, и, следовательно, общий рисунок этих водноледниковых образований — продольный относительно движения последнего ледникового покрова. Лишь озовые дельты и озы второстепенных депрессий ориентированы под углом или поперечно к генеральному направлению движения последнего ледникового покрова.

Рассматриваемые образования обычно представляют собой удлиненные холмы или гряды (местами гряда переходит в холм), соединенные основаниями, или прерывисто протягивающиеся цепочками вдоль депрессий. В редких случаях они имеют платообразные вершинные части (Соловарака, Пальники) или в виде террасы прислонены к коренному борту депрессии (Мурмаши, Кола).

Форма их в плане обычно каплевидная, реже веерообразна, склоны крутые, особенно дистальный, переходы к окружающим пространствам четкие. Сложены эти образования валунно-галечно-гравийным материалом и разнозернистыми песками, чаще с преобладанием крупнообломочного, независимо от близости выходов коренных пород. В большинстве случаев удается отчетливо наблюдать измельчение материала в дистальном направлении, местами даже с переходом в осадки стоячего (приледникового) бассейна. Слоистость — четкая, крупная, резко наклонена в целом в дистальном направлении, пересекающаяся, но в дистальных частях соответственно изменению литологического состава осадков становится мелкой, частой, пологонаклонной или горизонтальной; а местами даже волнистой и со знаками ряби. Такие переходы особенно явно видны в крупных карьерах у поселков Мурмаши, Кола, Нагорный.

Размеры характеризуемых образований различны. Наиболее крупными являются дельты Соловарака, Пальники и Мурмашинская озовая дельта. Длина каждой из них до 1—2 *км*, ширина до 600—800 *м*, высота 60—80 *м* при мощности осадков 90—135 *м*. Эти образования давно известны в литературе (Ramsay, 1890; Горецкий, 1936, 1941; Лаврова, 1960). Новым является установление того факта, что они — всего лишь отдельные, хотя и наиболее крупные звенья систем подобных дельт, вытянутых друг за другом по Туломской и Кольской депрессиям.

Рассматриваемые образования, несомненно, возникли у края льда, граничившего с позднеледниковым бассейном, куда впадали стекавшие со льда потоки. Однако ни по форме и конфигурации, ни по составу и строению их никоим образом нельзя относить к собственно конечным моренам, как это делали некоторые геологи-разведчики применительно к Сoловараке, М. А. Лаврова применительно к озовым дельтам у Кривца на Туломе, С. Ф. Бискэ — к некоторым из озовых дельт в депрессиях Печенги и Паз-йоки.

Тем более неверно рассматривать их как размытые остатки некоей высокой позднеледниковой террасы, осадки которой вначале будто бы выполняли целиком Туломскую и Кольскую депрессии, как это считает, например, Н. И. Апухтин. Вместе с тем несомненно, что плоские поверхности двух наиболее крупных дельт — Соловарака и Пальники — отражают уровень позднеледникового моря, до которого накопились осадки, как это отмечено было еще Рамсеем (Ramsay, 1890).

Наличие дельт и несомненность их формирования у края льда на границе с водами позднеледникового бассейна еще ничего не говорит о пассивном или активном состоянии края льда в это время.

Активность края ледникового покрова при формировании дельт и дельтовых озов, в частности, в Кольском заливе и низовьях рек Туломы и Колы доказывается следующими фактами.

1. В ряде случаев озовые дельты находятся в сочетании с конечноморенными грядами. Так, в Сайда-губе, вблизи поселка, флювиогляциальная дельта начинается на дистальной стороне напорной конечноморенной гряды в виде озовой грядки (рис. 3). Генетическая связь конечноморенного и флювиогляциального образований в этом случае несомненна. Сходную картину можно наблюдать ниже д. Юркино на р. Туломе, хотя напорный характер гряд здесь сомнителен.

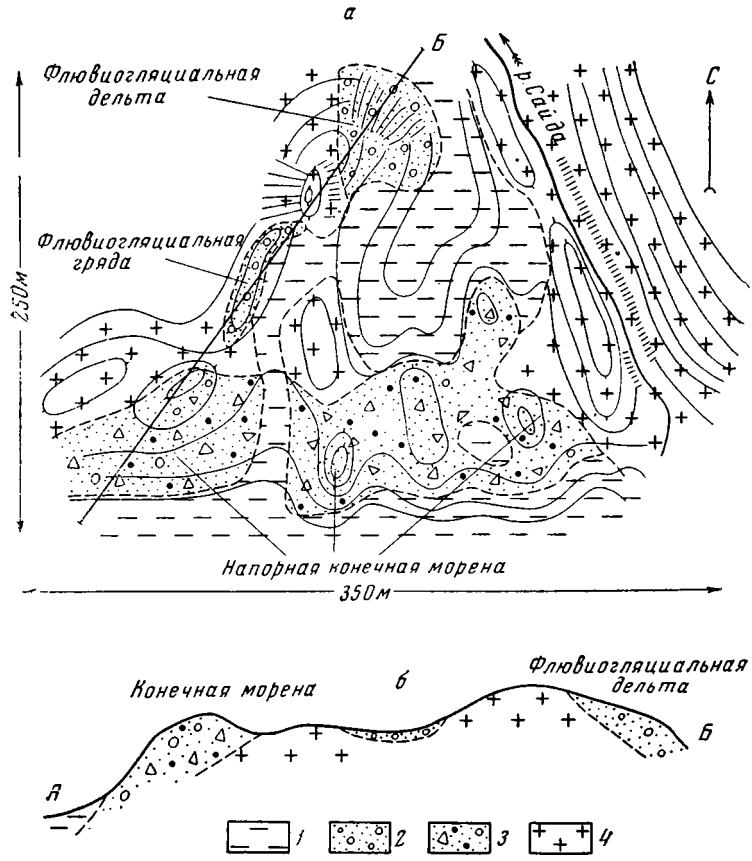


Рис. 3. Схематическая карта (*а*) и разрез (*б*) окрестностей пос. Сайда-губа с соотношением напорной конечной морены и флювиогляциальной дельты.

1 — песчано-галечные и суглинистые послеледниковые морские отложения; *2* — песчано-галечные флювиогляциальные отложения; *3* — песчано-обломочно-валунная морена; 4 — кристаллические породы

2. Многие изученные озовые дельты, в особенности на отрезке Мурманск — Кола — Мурмаши, имеют двучленное строение. Явственные следы размыва между толщами и сложение верхней из них преимущественно валунно-галечным материалом в отличие от существенно песчаной нижней, наличие в них обломков морских раковин, а в одном случае (Пальники), промежуточных глинистых осадков — все это позволяет говорить о формировании дельт в два этапа, между которыми имело место временное отодвигание края льда и наступание моря (Горецкий, 1941).

3. Совершенно несомненными следами надвигания края льда в промежуток времени между накоплением отмеченных толщ и после наступания моря являются крупные и отчетливые гляциодислокации (смятия и сдвиги пластов), обнаруженные автором в юго-западном крае нижней толщи и в промежуточных глинах в карьере дельты Пальники (рис. 4). Также можно объяснить обнаруженные Е. С. Малясовой смятые отторженцы глин на проксимальном склоне другой озовой дельты приблизительно в 0,5 *км* к северу.

Огромные размеры дельт в упомянутой полосе и их концентрация группами по 4—7 дельт у поселков Нагорный, Кола, Магнетиты, Мур-

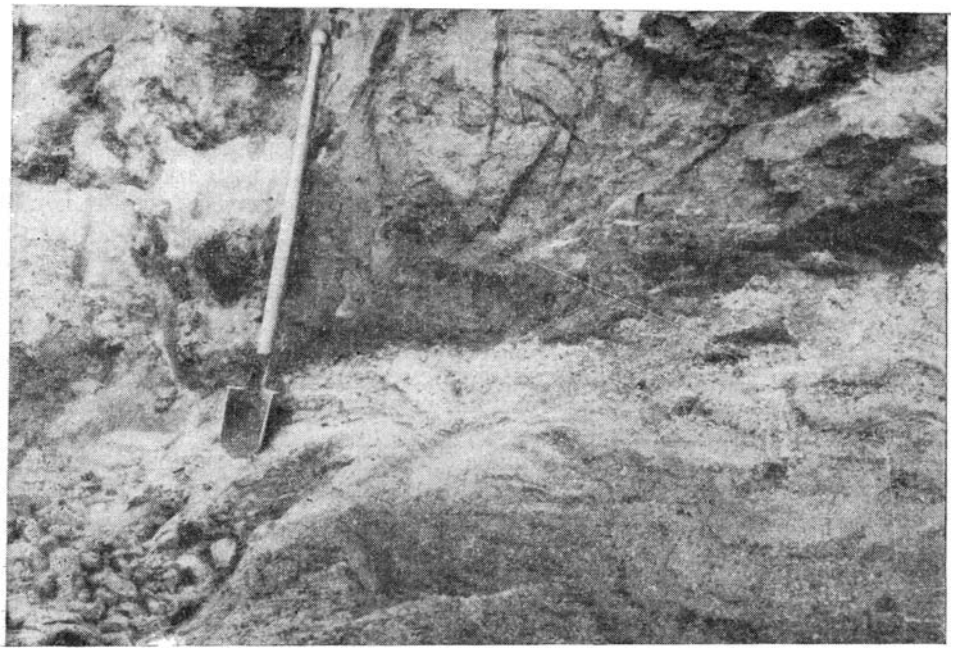


Рис. 4. Гляциодислокация в теле флювиогляциальной дельты Пальники. Перемятая глина с «ксенолитами» песков несогласно залегает на дислоцированной толще слоистых флювиогляциальных песков

маши, Кривец заставляют говорить о значительных задержках (частично осцилляциях) края льда, между тем как преимущественная вытянутость их поодиночке, цепочками вдоль днищ депрессий в других местах трудно истолковать иначе, как следствие последовательного периодического (возможно, даже сезонного в ряде случаев) отодвигания края льда в глубь территории.

Совокупность характерных в целом для озовых дельт признаков (меньшая, чем у озов, протяженность, прямолинейность, вытянутость цепочками, сложение преимущественно валунно-галечным материалом хорошей окатанности, независимо от близости выходов коренных пород, фациальные переходы к осадкам позднеледникового бассейна на дистальных концах) дает основание рассматривать их как накопления потоков талых ледниковых вод, стекавших по краю ледяного покрова в вершины заливов ингрессировавшего моря. С этой точки зрения они являются краевыми образованиями, фиксирующими последовательные положения отступавшего ледникового края в крупных депрессиях.

Наличие и характер конечных морен и озовых дельт свидетельствуют здесь о сохранении ледниковым краем активности во время сокращения ледяного покрова на субаквальной приморской территории.

СУПРААКВАЛЬНАЯ ТЕРРИТОРИЯ

Совсем иная картина наблюдается во внутренних, супрааквальных территориях запада Кольского п-ва. При площадной съемке этой территории с использованием аэрометодов не было обнаружено ни одного образования, которое можно было бы отнести к конечноморенному. Оказалось, что здесь широко развит, особенно на междуречье Туломы и рек северо-западного Мурмана, холмисто-грядово-моренный рельеф. Поля такого рельефа не образуют вытянутых полос, а рассредоточены по

котловинам и понижениям. Нередко холмистый рельеф состоит частью из морены, частью из водноледниковых осадков или целиком из переработанной талыми водами морены. Расположение в котловинах, беспорядочное сочетание холмов и впадин, перемежаемость моренного и водноледникового материала, местами со слабой слоистостью, но без следов давления — все это признаки отложения в мертвом льде.

Кроме холмисто-моренного рельефа, являющегося показателем лишь разобщенных глыб мертвого льда в котловинах, имеются свидетельства омертвения покрова при мощности в несколько сотен метров. К ним относятся приледниковые террасы, опоясывающие склоны гор на относительной высоте 200—400 *м*, и моренно-водноледниковые гряды на более низких высотах, лестницы камовых террас и местами серии вдоль склоновых ложбин стока. Все эти формы и отложения не несут каких бы то ни было следов горизонтальных смещений, нарушений, сдвигов и, следовательно, возникли на границе омертвевшего льда и освобождавшихся ото льда склонов.

Многие гряды, считавшиеся ранее конечными моренами на этой территории, в действительности оказались озовыми. Таковы гряды в долинах рек Луоттн, Лотты у устьев рек Коаллан-йоки, Карн-йоки, Улиты, Печи, Виймь.

Исследованиями последних лет установлено значительное развитие водно-ледниковых магистральных систем, направленных в целом с юго-запада к северо-востоку. Иными словами, общий план аккумулятивных позднеледниковых образований — продольный относительно движения последнего ледникового покрова, а не поперечный, как это представлялось прежде (Соколов, 1935; Полканов, 1937).

На большем своем протяжении магистральные системы приурочены к осевым частям крупных линейных депрессий. В супрааквальной местности они состоят из ложбин стока, озовых гряд, камовых полей и лежат на продолжении цепочек озовых дельт субаквальных территорий.

Названные формы тесно сочетаются друг с другом, на дистальных склонах возвышенностей сверху вниз ложбины стока переходят в озы и затем в камы, на проксимальных — ложбины стока отсутствуют. Соединение этих форм в звенья на разных склонах отражает существование отдельных участков стока в каждый определенный отрезок времени.

Независимо от направлений падения вмещающих депрессий устанавливается разнос обломочного материала в магистралях, уменьшение его размеров и улучшение окатанности, а также общий наклон слоистости исключительно к северо-востоку. Следовательно, общее направление стока согласуется не столько с гипсометрией территории, сколько с направлением движения и, значит, с уклоном поверхности материкового льда.

Наледниковое расположение потоков доказывается также значительным изгибанием магистралей, их отклонением местами от тальвеговой линии вмещающих депрессий, наличием долин стока явно субаэрального происхождения, облекающей слоистостью в аккумулятивных образованиях, полным отсутствием сверху моренной покрышки.

Признаки активности ледникового покрова во время возникновения магистралей отсутствуют.

Отмеченные особенности приводят к мнению о последовательном формировании супрааквальных водноледниковых магистралей у края омертвевшего покрова в процессе центростремительного его сокращения (Никонов, 1960).

ВЫВОДЫ

Итак, с одной стороны, есть доказательства омертвения покрова при мощности в несколько сотен метров, с другой стороны,— свидетельства сохранения у него морфологически выраженного активного края.

Доказательства раннего омертвения в основном относятся к внутренним горным массивам и горам, тогда как свидетельства сохранения краем льда активности приурочены к прибрежной полосе и внешним частям открывающихся к морю депрессий.

Наиболее удаленные от моря пункты, где нами наблюдались следы активности льда следующие:

по Кольской депрессии — окрестности устья р. Кицы, в карьере, вскрывшем озовую гряду — зафиксированы дислокации в виде горизонтальных сдвигов и поставленной на голову складчатости песчаных слоев;

по Туломской депрессии — восточная оконечность оз. Нотозеро, бассейн р. Печи и р. Анис (приток р. Улиты) — располагаются многочисленные гряды годовых конечных морен, а в верховьях р. Анис в морене обнаружен также небольшой отторженный кусок синей глины позднеледникового бассейна с субарктическим спорово-пыльцевым комплексом (определения Р. М. Лебедевой);

по депрессии р. Паз-йоки — среднее течение реки, где отмечены гряды годовых конечных морен.

Перечисленные признаки обнаружены в депрессиях. Строго говоря, они свидетельствуют лишь о незначительных подвижках самого края и могут быть объяснены слабым движением лишь краевых частей покрова под локальным гравитационным воздействием, тем более, что лед контактировал с водным бассейном. Иными словами, они не являются доказательством общей активности покрова и не противоречат гипотезе его раннего омертвения.

Иное дело такие явления, как конечные морены напора и гляциодислокации. При их объяснении трудно обойтись без признания активного состояния широкой прикраевой полосы или даже всего ледникового покрова. Но эти явления, как указано выше, наблюдались исключительно в прибрежной полосе.

Показательно также, что именно в прибрежной части территории (не говоря о центральных горных массивах) наблюдается пересечение ледниковых штрихов в одном обнажении, значительные расхождения в их направлении (от восточно-северо-восточного до западно-северо-западного), а также широкие конусы рассеивания валунов, между тем как во внутренних частях страны штриховка более выдержана (северо-восток 40—60) и конусы рассеивания уже (Полканов, 1937; Лаврова, 1960). Это указывает на большее непостоянство направления движения ледника (и его языков) в прибрежной части сравнительно с материковой и согласуется с представлением об осцилляциях его края здесь во время сокращения.

По комплексу признаков, следовательно, можно высказать следующие представления. Край ледникового покрова (может быть, и весь покров) сохранял активность, пока располагался над прибрежными частями территории, особенно в крупных депрессиях. В дальнейшем, когда покров в целом уже несомненно был мертв, край льда в депрессиях вблизи моря еще обладал слабой активностью. Наконец, в материковых частях территории край льда, хотя и сохранялся морфологически, движения вещества во льду не происходило.

Такая последовательность омертвения покрова, возможно, отражает климатическое, а затем динамическое омертвение его, на что указывали К. В. Зворыкин и М. И. Лопатников (1950), которые, однако, меха-

низм сокращения представляли иначе. Устанавливаемая последовательность подтверждает и уточняет предположения Н. И. Апухтина, но отличается от представлений М. А. Лавровой (1947, 1960), согласно которым покров сохранял в основном свою активность и во время сокращения над внутренними частями запада Кольского по-ва, лишь местами превращаясь в мертвый лед. В свете новых материалов требует также уточнения датировка стадий сокращения материкового льда на северо-западе Кольского полуострова, дававшаяся М. А. Лавровой (1947).

В дальнейшем предстоит с помощью современных методов датировать группировки дельт и конечных морен, провести сопоставление краевых образований вблизи побережья и наметить общую уточненную схему осцилляций и остановок ледникового края во время сокращения покрова на севере и северо-востоке Фенноскандии.

ЛИТЕРАТУРА

Горецкий Г. И. Геологическое строение района Нижне-Туломской ГЭС.— «Беломорско-Балтийский комбинат», № 3—4, 1936.

Горецкий Г. И. О роли местных географических условий в четвертичной истории.— Пробл. физ. геогр., X, 1941.

Зверыкин К. В. и Лопатников М. И. Убывание покровного оледенения на северо-западе Европейской части СССР.— Вестник МГУ, сер. физ.-мат. и естеств. наук, № 5, вып. 8, 1950.

Лаврова М. А. Основные этапы четвертичной истории Кольского полуострова.— Изв. ВГО, т. 79, вып. 1, 1947.

Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова, М.— Л., 1960.

Никонов А. А. Закономерности формирования четвертичных образований на западе Кольского полуострова.— Диссертация, Апатиты — Москва, 1960.

Полканов А. А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова.— Труды Сов. секции Международной ассоциации по изучению четверт. периода, вып. III, 1937.

Соколов Н. Н. Четвертичные отложения Кольского полуострова, Карелии и Ленинградской области. Изд. геогр.-экон. научно-исслед. инст. при Ленингр. гос. унив. 1935.

Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. II. М., 1958.

Hausen H. Quartärgeologische Beobachtungen im nördlichen Teil des Petsamo Gebietes. Fennia, 45, 1925.

Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Fennia, III, 1890.

Tanner V. Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoscandias nordliga delar, III.— Bull. Comm. Geol. de Finlande, № 38, 1915.

Tanner V. Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoscandias nordliga delar, IV. Fennia, 53, 1930.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

А. Д. АРМАНД
Кольский филиал АН СССР

КОНЕЧНОМОРЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ХИБИНСКОГО ГОРНОГО МАССИВА

Краевые ледниковые комплексы издавна привлекают пристальное внимание геоморфологов. Это связано с тем, что изучение краевых комплексов дает ключ к решению многих важных вопросов палеогеографии ледниковых эпох: до каких пределов распространялись ледники, как происходило их отступание и др. В районе Хибинских гор на Кольском п-ове оледенение имело ряд особенностей, связанных с взаимодействием местных, горно-долинных ледников со скандинавским покровом, распространявшимся с запада. Поэтому и вопросы, ставившиеся при изучении краевых образований, имели здесь несколько специфический характер:

а) сохранялись ли горно-долинные ледники во время так называемой стадии нунатаков, когда скандинавский покров не достигал вершин гор;

б) как развивались горно-долинные ледники в позднеледниковое время;

в) имела ли место стадия наступания горных ледников после исчезновения покрова?

Краевые ледниковые комплексы на территории Хибин изучались с различных точек зрения:

а) исследовалось распространение их по площади;

б) исследовалась морфология краевых образований с использованием аэрофотосъемки;

в) везде, где представлялась возможность, документировались разрезы краевых форм для выяснения их внутреннего строения;

г) выяснялось соотношение конечноморенных образований с развитыми вокруг ледниковыми отложениями.

Аккумулятивные формы рельефа, которые можно рассматривать как краевые образования, распространены по территории Хибин неравномерно (рис. 1). На протяжении горных долин в пределах массива можно встретить от одного (р. Кальйок) до пяти (р. Майвальтайок) конечноморенных валов. Они с трудом синхронизируются друг с другом. Тем не менее можно заметить известную закономерность в расположении конечных морен. Кары и цирки в верховьях долин во многих случаях бывают перегорожены моренными валами («верхними»). В низовьях трех крупных долин (Белая, Куннйок, Тулийок-Майвальтайок) располагаются «нижние» конечные морены. В среднем течении ряда рек наблюдаются «средние» валы. В долинах рек Поачйок и Кукисйок между «верхними» и «средними» моренами, а в долине р. Майвальтайок — между «средней» и «нижней» моренами имеются еще промежуточные гряды, перегораживающие течения рек.

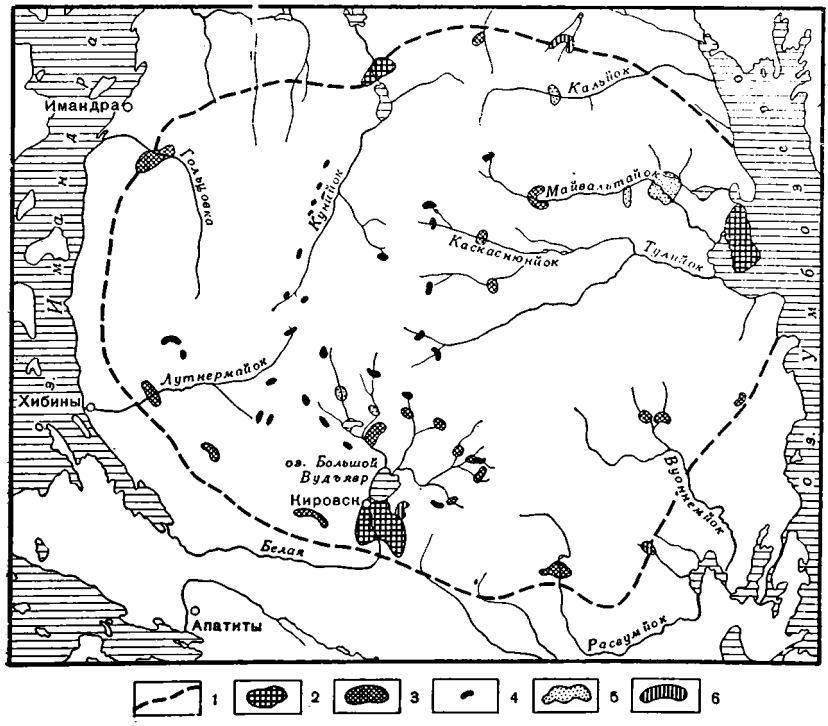


Рис. 1. Конечные морены Хибин.

1 — граница Хибинского массива; *2* — «нижние» конечные морены; *3* — «средние» конечные морены; *4* — «верхние», каровые конечные морены; *5* — промежуточные конечные морены; *6* — конечные морены ледников, продвинувшихся за линию контакта с покровным ледником после его отступления.

По своей морфологии эти моренные валы имеют характерные различия: «верхние» обычно невелики по размерам, но большей частью хорошо различимы на плоском или холмистом дне цирков; в плане они изогнуты дугой, с выпуклостью, обращенной вниз по долине. «Нижние» моренные валы имеют значительную ширину и высоту, но относительно плоский поперечный профиль; «средние», как правило, обладают наиболее четкой формой и крутым профилем. Нередко профиль асимметричен, с более крутым склоном, обращенным вниз по долине. Характерен изгиб некоторых «средних» моренных валов выпуклостью по направлению к верховьям долин (рис. 2).

Строение конечных морен также не одинаково. Насколько можно судить по немногочисленным естественным обнажениям, каровые моренные гряды сложены несортированными отложениями, богатыми угловатым и плохо окатанным обломочным материалом (60—90%). Валуны и обломки на 99% состоят из местных, хибинских пород и лишь 1% или меньше составляют эрратические валуны, занесенные покровным ледником.

«Средние» моренные валы обычно сложены, наряду с мореной, перемытым песчаным и галечным материалом; иногда сортированные отложения преобладают над несортированными (вал в долине р. Лутнермайок). Гряда, запирающая цирк Апатитовый и изогнутая дугой к верховьям цирка, сложена различными отложениями: в северо-западном конце (рис. 2, *I*) — мореной с прослоем озерно-ледникового суглинка, в середине (рис. 2, *II*) и у юго-восточного (рис. 2, *III*) конца — галеч-

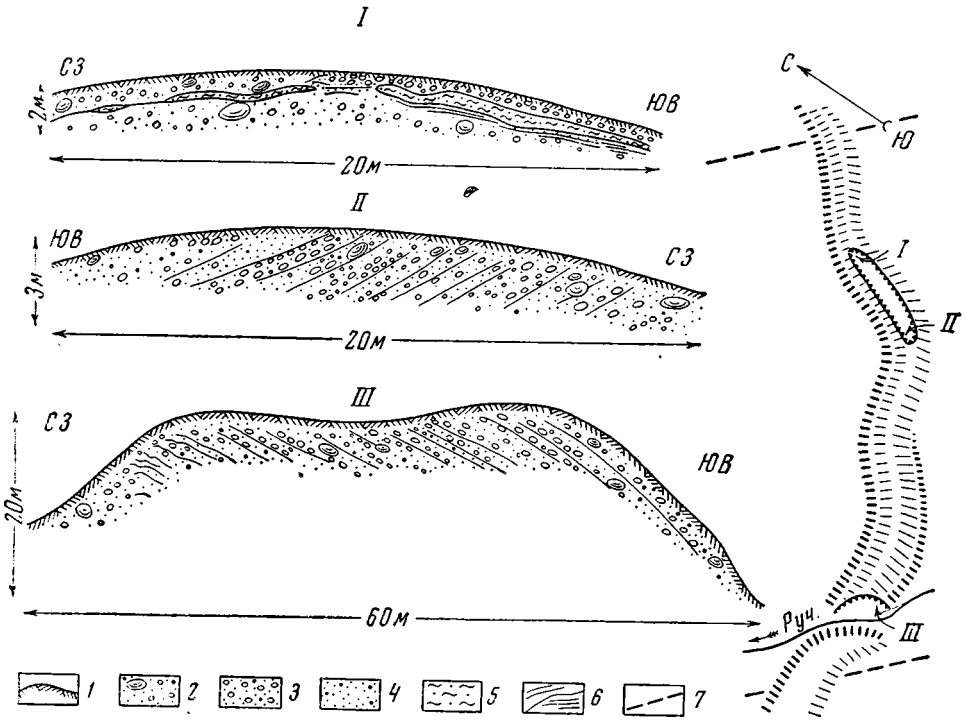


Рис. 2. Форма и строение «средней» конечной морены в «цирке» Апатитовом.

1 — дерновый слой; *2* — морена; *3* — галечник; *4* — песок с гравием; *5* — суглинок; *6* — слоистость; *7* — границы дна трога

ником с наклонной слоистостью дельтового гипа, падающим к верховьям цирка. Конечная морена ледника, спускавшегося из цирка на краю плато Айкуайвенчорр в сторону Кировска, несет несомненные следы напора (рис. 3). В составе «средних» конечноморенных образований значительно большую роль играют эрратические валуны, количество которых достигает 80%.

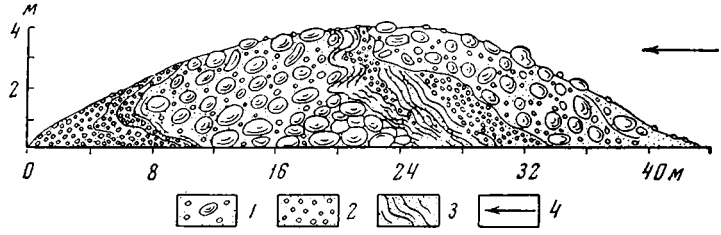


Рис. 3. Строение морены напора в долине на западном склоне плато Айкуайвенчорр (по М. А. Лавровой).

1 — морена; *2* — галечник; *3* — прослой песка; *4* — направление движения ледника

«Нижние» конечноморенные валы отличаются, насколько можно судить по морене г. Кировска, сложностью строения. Сверху Кировский вал покрыт слоем морены мощностью от 2 до 8 *м*, содержащей 85—90% нехибинских, эрратических валунов. Ниже залегают в разных местах флювиогляциальные галечники и пески или ленточные песчано-алевритовые отложения. Под ними вскрыт второй слой морены, также с пре-

обладанием эрратических валунов, а ниже по геофизическим данным предполагается наличие перемытых отложений и еще одного слоя морены. Для вала в долине рек Тулийок — Майвальтайок известна только верхняя часть разреза: морена (0—4 *м*), залегающая на переслаивающихся озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложениях (до 18 *м*).

Понять происхождение конечноморенных форм Хибинского массива и объяснить их особенности оказалось возможным лишь при одновременном изучении ледниковых отложений на территории Хибин и прихибинской равнины. Отложения покровного оледенения стадии нунатаков распространены повсеместно на равнине и поднимаются по склонам Хибин до высоты 650 *м*. Верхняя граница этих отложений обычно четко прослеживается по внешним склонам гор и переходит на склоны, обращенные к внутренним долинам. Здесь, однако, уровень границы повышается, до 750—800 *м* у выхода в цирки. Одновременно изменяется состав отложений: они обогащаются обломками хибинских пород, а в верховьях долин галечно-валунная фракция рыхлого покрова почти целиком состоит из них. Аналогичная смена морены покровного оледенения мореной горных ледников происходит и на дне долин в направлении от устьев к верховьям. Содержание эрратических валунов в морене падает от 60—90% в нижних течениях горных рек до 1—20% у истоков. Переход от одних отложений к другим происходит различно: то резким скачком, то постепенно. Резкая смена морен, как правило, совпадает со «средним» моренным валом или несколько сдвинута от него в направлении к верховьям. Покров морены на «нижних» конечно моренных валах относится к отложениям материкового льда. Исключение из общего правила составляет открытая к северу долина р. Кунийок, где морена горного ледника покрывает «нижний» моренный вал и распространяется на равнину за пределами Хибин.

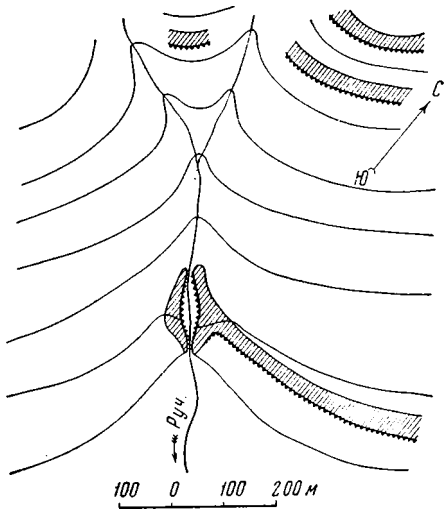


Рис. 4. Конечная морена и отходящая от нее приледниковая терраса на юго-восточном склоне г. Китчепахк. Заштрихованы — аккумулятивные ледниковые образования

Небольшая крутая долина на юго-восточном склоне г. Китчепахк перегорожена конечноморенным валом, от которого по склону почти по горизонтали отходит приледниковая терраса, сложенная флювиогляциальным галечником из местного материала (рис. 4). Выше этой террасы располагается еще несколько террас, сложенных песком, гравием и эратической галькой. Эти формы образованы потоками талых вод на контакте между склоном нунатака и материковым льдом, но нижняя терраса является, к тому же, аналогом зандра долинного ледника.

Рассмотрение изложенного материала позволяет следующим образом представить моменты ледниковой истории, связанные с образованием краевых форм.

Форма, строение и положение «средних» моренных валов в долинах и особенно их связь с границей раздела основных морен показывают, что эти краевые образования сформировались, по-видимому, у окончаний языков материкового льда, заходивших с равнины в пределы горных

долин. По гипсометрическому положению «средние» конечные морены располагаются значительно ниже 650 *м* над уровнем моря — предела распространения материковых льдов стадии нунатаков. Возникает вопрос, что же препятствовало проникновению скандинавских льдов глубже в горы, до их «нормальной» высоты? Ответ может быть найден только в одном: очевидно, верхние части долины были заняты в это время горными глетчерами, с концами которых и вошли в соприкосновение лопасти покрова. Хорошая сохранность валов свидетельствует о том, что после образования единой ледовой поверхности движение льда в долинах прекратилось, во всяком случае, в придонных частях. В благоприятных условиях, возможно, небольшое движение льда от цирков сохранилось, о чем свидетельствует повышение верхней границы ледниковых отложений к циркам.

«Нижние» моренные валы представляют собой более древние образования, предположительно — краевые формы горных ледников, перекрытые впоследствии отложениями покровных ледников. В образовании как «нижних», так и «средних» конечноморенных форм большое участие принимали талые ледниковые воды.

После таяния покрова деятельность горных ледников возобновилась, о чем свидетельствуют, например конечноморенные гряды, расположенные в долинах Кунийока и Кукисйока выше «среднего» вала. Поэтому для горных ледников соответствует действительности, по нашему мнению, взгляд М. А. Лавровой (1960), согласно которому убывание льдов происходило с сохранением их активности. Утверждение К. В. Зворыкина и М. И. Лопатникова (1950) об омертвении льдов уже в начале убывания подтверждается в общих чертах только по отношению к покровному оледенению (Арманд, 1960). Горные же ледники в отдельных случаях даже несколько наступали вслед за краем тающего покрова. Подтверждение этому мы видим в расположении конечной морены и приледниковых террас на склоне горы Китчепахк (см. рис. 4), в напорном характере морены ледника у горы Айкуайвенчорр. Аналогичное продвижение испытал, очевидно, наиболее крупный из долинных ледников Хибин, занимавший бассейн р. Кунийок. Гряды, отмечавшей, предположительно, контакт горного и покровного ледников, здесь не сохранилось. Но в большинстве случаев резкий рельеф «средних» моренных гряд свидетельствует о том, что горные ледники после таяния покрова только уменьшались в размерах, но не наступали, как полагал А. А. Григорьев (1934). В последнем случае моренные валы, возникшие на контакте, были бы разрушены.

«Верхние» конечные морены свидетельствуют о задержке отступания долинных глетчеров по достижении ими размеров каровых ледников.

Изложенный материал является наглядным примером того, какие большие возможности для решения сложных вопросов истории оледенения представляет комплексное изучение краевых образований и соответствующих им отложений. Основные палеогеографические выводы, к которым привело исследование конечных морен в Хибинах, могут быть кратко изложены следующим образом:

1) во время стадии нунатаков последнего оледенения горно-долинные ледники были подпружены языками наступившего ледникового покрова, и движение льда в долинах почти прекратилось;

2) в позднеледниковое время горные ледники пережили стадию оживления, но большей частью не увеличились в размерах, а лишь отступали с сохранением активности;

3) особой, климатически обусловленной стадии наступания горных ледников не было; имели место лишь небольшие осцилляции.

Одна существенная особенность краевых форм в Хибинах, является общей, по данным различных авторов, для маргинальных образований

также и в других районах. Речь идет о том, что конечные морены в значительной степени сложены не мореной, а перемытыми ледниковыми отложениями. Одна и та же гряда без видимых различий в морфологии сложена то сортированным, то несортированным материалом (вал в цирке Апатитовом). По-видимому, здесь существует такой же ряд переходов от типичных моренных валов к образованиям типа маргинальных озов, как от моренных холмов к камам (Марков, 1941). В связи с этим следует поставить вопрос об ограничении применения термина «конечная морена» или о полной замене его другим. Такая тенденция, впрочем, уже существует в литературе.

ЛИТЕРАТУРА

Арманд А. Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр.— В сб.: «Вопросы геоморфол. и геол. осадочного покрова Кольского п-ова», I. Апатиты, 1960.

Григорьев А. А. Геоморфология Кольского полуострова по новейшим исследованиям.— Докл. советской делегации на Междунар. геогр. конгрессе в Варшаве. Изд. НИИБСАМ, 1934.

Зворыкин К. В. и Лопатников М. И. Убывание покровного оледенения на северо-западе Европейской части СССР.— Вестник МГУ, сер. физ.-мат. и естеств. наук, № 5, вып. 8, 1950.

Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Марков К. К. О сходстве холмисто-моренного и камового рельефа.— Пробл. физ. геогр., X, изд. АН СССР, М.— Л., 1941.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

Э. И. ДЕВЯТОВА
Коми филиал АН СССР

О КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ВАЛДАЙСКОГО ЛЕДНИКА НА ТЕРРИТОРИИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Большая часть территории Архангельской области находилась под покровом валдайского ледника. Геоморфологически граница ледника не всегда отчетливо выражена. На юге области она совпадает с коношоняндомскими холмисто-моренными образованиями, полоса которых тянется от ст. Коноша, через ст. Няндому с перерывами к верховьям р. Моши и междуречью Моши и Ваги. Рельеф этой зоны отличается свежестью ледниковых форм.

Типичный грядовый рельеф наблюдается северо-восточнее ст. Няндомы. Западнее и восточнее моренные холмы беспорядочной ориентировки, с выпуклыми и полого-покатыми склонами, чередуются с аналогичными холмами, сложенными песками и гравийно-галечными отложениями, и с плоскими понижениями. Для всей полосы моренных холмов характерно частое переслаивание моренных отложений различных цветов и оттенков (серый, коричневато-бурый, коричневый, желто-серый) и различного механического состава (супеси, суглинки от легких до тяжелых) с песками и гравийно-галечными отложениями. Соотношение мощностей и глубина залегания в морене песков и галечников резко меняются на небольшом расстоянии (скважины района ст. Няндомы, д. Дальне Зеленой, л/п Волошки близ ст. Коноши). Общая мощность ледникового комплекса достигает 100 *м*. В центральной части няндомской конечноморенной полосы покров состоит из песков различного гранулометрического состава с пачками галечников.

На водоразделе Моши и Ваги преобладают формы водно-ледниковой аккумуляции в виде беспорядочно ориентированных групповых и одиночных холмов песчаного состава.

В древней депрессии р. Ваги рельеф имеет характер полого-волнистой равнины. Морена маломощным (1—3 *м*) пластом перекрывает мощную толщу межледниковых отложений. Южнее д. Ровдино (граница оледенения на Ваге) морена выклинивается, и близ р. Колешки морские межледниковые отложения перекрыты озерно-ледниковыми осадками, которые чрезвычайно широко развиты в экстрагляциальной области валдайского ледника на этом участке.

На Северной Двине и Пинеге граница геоморфологически и геологически плохо выражена. В бассейне Пинеги А. Ф. Гужевая (устное сообщение) проводит ее по правобережью р. Покшеньги.

В долине р. Вашки (левый приток Мезени) эта граница проходит севернее с. Олемы. В окрестностях с. Олемы и южнее морские межледниковые осадки мореной не перекрыты, а на их размытой поверхности

отложены перигляциальные осадки со следами криотурбаций. Очень большого развития эти отложения получили южнее с. Олемы, в бассейне Пучкомы (левый приток Вашки). Они слагают здесь цоколь 12-метровой террасы и перекрыты тонким слоем аллювия (0,5—1 *м*). В основании их залегают ленточные глины шоколадного цвета (5 *м*). Вверх по разрезу ленточный характер глин постепенно исчезает и наблюдается замещение озерных осадков толщей перигляциальных отложений (5—7 *м*). Последние представлены серией суглинков переходящих в супеси и пески, слоистость неправильная. В толще наблюдаются включения щебня, гальки и валунов и следы повторно-жильных льдов. Этот горизонт четко маркирует границу валдайского ледника в низовьях р. Вашки. Валдайскому оледенению, видимо, соответствуют отложения озерно-ледниковых осадков, которые слагают цоколь первой и второй надпойменных террас Вашки и ее притоков: Содзима, Пучкомы, Чулоса и др. Они заполняют эрозионные врезы в московской морене и в коренных породах и залегают на них трансгрессивно

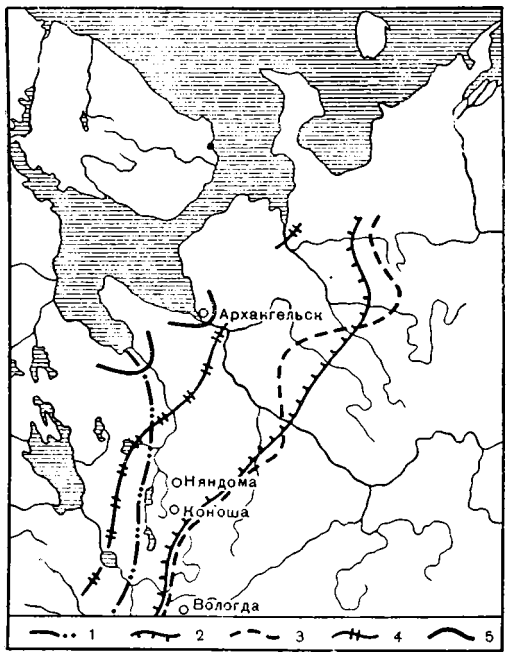


Рис. 1. Граница валдайского ледника *1—4* — в максимальную стадию:

1 — по Н. Н. Соколову, *2* — по К. К. Маркову, *3* — по Э. И. Девятовой, *4* — в кенозерскую стадию, *5* — в онежскую стадию

На р. Мезени близ устья Кымы и на водоразделе Кымы и Цебьюги граница валдайского ледника устанавливается геоморфологически по широкому развитию форм ледниковой и водноледниковой аккумуляции, хорошей их сохранности, большой мощности ледникового комплекса (до 50 *м*). Последний характеризуется частым переслаиванием морены различных цветов и оттенков и различного механического состава с песками и супесями.

На р. Пезе граница валдайского ледника проходила примерно через устье руч. Орловец; ниже его морена последнего оледенения перекрывает морские межледниковые отложения, отделяясь от них пластом флювиогляциальных песков. Выше Орловца в бассейне р. Пезы широко развиты зандры, которые, по всей вероятности, оконтуривали край ледника (рис. 1).

Холмистый и холмисто-грядовый моренный рельеф довольно широко развит в Канино-Тиманском районе (Вверейские, Шомоховские, Куреневские, Кийские, Лайденные сопки и т. д.). По-видимому, этот район принадлежал к территории, которая перекрывалась главным образом льдами, надвигавшимися с севера и северо-востока, и край ледника имел широтное направление, в то время, как западная часть Архангельской области находилась в области скандинавских материковых льдов, и граница их имела северо-восточное направление. По мнению Е. М. Люткевича (1953), Канино-Тиманский район в эпоху последнего оледенения находился в зоне двухстороннего влияния льдов (скандинавские и новоземельские), на что указывает смешанный состав валунов в морене.

Изучение петрографического состава валунов и галек, взятых с различных участков запада Архангельской области, показало, что, кроме местных подстилающих пород провинциями, питающими ледниковые отложения, являются районы северной Карелии и Кольского п-ова. Так, например, изучение валунно-гравийных месторождений, проведенное геологом Богдановым в районе ст. Няндомы, показало следующее соотношение в петрографическом составе валунов: гранита — 5,60%, гнейсов — 6,90, гранито-гнейсов — 16,15, габбро — 6,35, диабаза — 20,10, диорита 8,65%. Валуны кристаллических пород составляют 63,75% от общего состава, осадочные — 36,25, в числе их известняки — 15,80, песчаники кварциты и др.—20,45%: принесены они ледником из Карелии и Кольского п-ова, движение ледника имело юго-восточное направление.

Ледниковая аккумуляция на рассматриваемой территории явно преобладала над ледниковой эрозией. Ледник имел неравномерную мощность, и степень его активности на разных участках была различной. Очевидно, он имел преимущественно южное и юго-восточное направление. Вероятно, этим объясняются максимальные мощности ледниковых отложений (до 70—100 *м*) и наибольшее скопление форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции по восточной окраине Балтийского щита, особенно в районе станций Коноши и Няндомы, где ледником была создана широкая полоса холмисто-моренных и водно-ледниковых краевых образований. Через полосу краевых образований Ленинградской области они имеют свое продолжение в Литовской, Северо-Белорусской и Мазурской дугах.

В северо-восточных районах, особенно в бассейне Мезени, ледник был менее активен и оставил маломощную морену, имеющую пятнистое распространение и локальный характер по составу. Исключение составляет средняя Мезень (район р. Кымы), куда проник наиболее активный ледниковый язык. Активность его в бассейне Пезы была настолько слабой, что в районе деревень Мосеево и Вирюги сохранился ледниковый останцовый рельеф московского оледенения, который А. А. Корчагиным (1937) был принят за краевые образования валдайского ледника. Однако такому пониманию прежде всего противоречит перекрытие его отложений в пределах долины реки осадками бореальной трансгрессии.

Конечноморенные формы рельефа вообще не имеют в районе такого широкого распространения, как ранее предполагалось геологами. Даже в районе Няндомы и Коноши конечноморенные гряды менее типичны, чем холмистый моренный и водно-ледниковый аккумулятивный рельеф.

Еще более ошибочны представления о конечноморенном рельефе в отношении отдельных озовых гряд и холмов и их сочетаний, в частности, панкратовской гряды, описанной М. М. и Н. И. Толстихиными (1935) под видом конечноморенной. Этот участок был обследован автором в 1956 г. Гряда вытянута в меридиональном направлении с небольшим отклонением на северо-восток (15—20°) и сложена галечниками, гравием и песками различной крупности, косо- и горизонтальнослоистыми. К северу и югу от гряды с перерывами тянутся песчаные озоподобные гряды и холмы 5—8 *м* высотой. Их общая ориентировка совпадает с ориентировкой главной гряды, но относительно гряды они смещены то к западу, то к востоку. Весь участок от д. Вахновской до ст. Емца, включая и р. Шелексу, представляет равнину с песчано-галечниковым всхолмлением 1,5—3 *м* высотой. На фоне этой равнины возвышаются одиночные и групповые типичные озы, каким является Панкратовская гряда, озоподобные и камоподобные холмы, куполовидной и овальной формы.

На основании выходов мощных толщ моренных отложений на р. Онеге в районе Бирючевских порогов М. М. и Н. И. Толстихины выделяют бирючевскую полосу конечноморенных образований. Сомнение относи-

тельно присутствия в районе Бирючева конечной морены, были высказаны еще В. А. Котовичем. Повторное обследование этого участка, произведенное нами в 1953 г., показало отсутствие здесь каких бы то ни было признаков конечноморенного рельефа. Мощные выходы ледниковых отложений приурочены к древним эрозионным врезам в склоне палеозойского плато, или же в ледниковый период была заполнена и долина Онеги, которая унаследована, видимо, еще с доледникового времени. В послеледниковое время долина подверглась переуглублению, а морена размыву. Мелкий обломочный материал и пылеватая часть морены были унесены рекой, а в русле остался крупный обломочный материал, усиливший порожистый характер реки на этом участке. Вне русловой части долины коренные породы прикрыты лишь маломощным покровом морены.

За конечноморенные образования некоторыми исследователями (В. А. Котович, С. И. Иофф и Л. И. Березкина) принимались и останцовые формы моренных отложений, в частности, моренные холмы в д. Целягино и в с. Ярнема, вырезанные Онегой в поверхности первой надпойменной террасы.

А. А. Корчагиным (1937), как конечноморенный рельеф был описан рельеф окрестностей Керг-озера (севернее р. Пезы). Маршрутное обследование, произведенное нами в 1958 г., и просмотр аэрофотоснимков показал, что здесь широко развит водно-ледниковый аккумулятивный рельеф группового типа. Холмы беспорядочно ориентированы, сливаются друг с другом склонами, имеют высоту порядка 7—15 *м*, протяженность до 100 *м*, склоны выпуклые. Каждая группа крупных холмов на вершине, а иногда и на склонах осложнена холмами второго порядка. Сложены они хорошо отсортированными слоистыми песками. Между Керг-озером и оз. Островистым и в окрестностях последнего широко представлены озовые гряды и выположенные озоподобные холмы. Весь этот участок по типу рельефа и характеру слагающих его пород характеризуется чертами, свойственными рельефу, образование которого происходило во время таяния ледника в пассивном, «мертвом» состоянии.

Таким образом, очень многие формы рельефа вошли в литературу как конечные морены, несмотря на то, что их строение и сложение не соответствуют тому, что понимается под этим термином. За конечные морены часто принимались формы вытаивания из «мертвого» льда. Такое представление в значительной мере обусловлено господствовавшим некогда мнением о постадийном отступании ледника с обязательным образованием по его краю поясов конечноморенных образований.

Далеко не все из этих образований фиксировали последовательность отступания края ледника. Они приурочены как к прикраевой зоне ледника, так и к внутренней области оледенения и чаще всего располагаются довольно беспорядочно. Исключение составляют комплексы краевых образований максимальной (на отдельных участках), кенозерской и онежской стадий. Преобладание в них песчаного и супесчаного материала отвечает больше водно-ледниковым, чем собственно ледниковым фациям. В плане это округлые, овальные озо- и камоподобные холмы, соединенные цепочками озовых гряд. Направленность отдельных форм — это не что иное, как результат приуроченности их к ледниковым трещинам.

На наш взгляд, все особенности в строении рельефа и характер его сложения свидетельствуют о таянии ледника в состоянии пассивного, мертвого льда, разбитого трещинами на отдельные массивы, глыбы и блоки, в условиях обилия талых ледниковых вод. Чем значительнее были те препятствия, которые встречал ледник в свою активную фазу, тем более сгущен ледниковый аккумулятивный рельеф и тем большей мощности достигает толща ледниковых отложений.

Отступание ледника сопровождалось неоднократными подвижками осцилляторного и стадиального типов. Но не все они геоморфологически хорошо выражены и не все направленные формы могут быть отнесены к краевым образованиям.

Анализ разрезов буровых скважин бассейна р. Онеги показал, что наиболее ранних стадий было четыре (скважины Кен-озера и д. Ожбалово на средней Онеге; Девятова, 1961). Самый нижний горизонт ледникового комплекса имеет мощность 10—20 *м*, представлен бурой и краснобурой мореной. Он отложен во время максимальной стадии. Остальные горизонты морены (бурая, коричневато-бурая и желто-серая морены, мощность слоев 3—20 *м*) связаны с последующими продвижениями края ледника на юг и юго-восток и временным его отступанием к северо-западу.

Интересен пыльцевой анализ двух межстадиальных горизонтов (первый и третий), представленных шоколадными ленточными и неслоистыми глинами (мощность 5,5—8 *м*). Судя по спорово-пыльцевым спектрам, во время накопления этих осадков физико-географическая обстановка отличалась суровыми приледниковыми условиями, в которых формировались лесотундровая растительность с холодными степными элементами флоры.

Последний (самый верхний) горизонт морены в скважинах имеет очень широкое распространение на поверхности вплоть до Няндомы, верховьев Моши, среднего течения Северной Двины и Мезени. Морена этого горизонта представлена коричневым, коричневато-бурым и коричневато-серым валунным суглинком мощностью 1,5—15 *м*.

В средней и северо-восточной частях территории Архангельской области к межстадиальным отложениям наиболее ранних стадий, видимо, можно отнести выдержанный горизонт межморенных и подморенных суглинков, глин и песков, обнаженных на Мезени между деревнями Усть-Кыма и Белощелье, и межморенные и подморенные пески и супеси общей мощностью до 10—12 *м*, вскрытые в отдельных буровых скважинах в бассейне Северной Двины: в районе Усть-Паденьги (р. Вага), Усть-Пинеги и Семеновского (р. Северная Двина), с. Карпогор (р. Пинега). В более поздние стадии ледник сюда не продвигался.

Вероятно, во время трех последующих, как и во время максимальной стадии наступания, край ледника продвигался до своих максимальных первоначальных пределов, во всяком случае, в районе Коноши — Няндомы — верховьев р. Моши. На это указывает широкое распространение на поверхности верхнего горизонта морены, сложность строения разрезов ледниковой толщи и мощный пояс ледниковых и водно-ледниковых образований.

На общем фоне моренного холмисто-западинного рельефа внутри границы оледенения выделяются отдельные сложно построенные ледниковые и водно-ледниковые комплексы (Панкратовская гряда, р-н Кергозера, средне-холмистый рельеф южнее л/п Ухаб). Сюда же относится группа холмисто-грядового рельефа в среднем течении Онеги (д. Гоголево — с. Федово на р. Моше) с озовой грядой маргинального типа северо-восточнее с. Федова. Преобладающим компонентом в характере слагающих его пород являются мелкозернистые серые кварцевые пески.

Из всех сложно построенных форм ледникового аккумулятивного рельефа наибольший интерес представляет полоса Андома-Лекшм-озеро — Кен-озеро — Унд-озеро — средняя Онега. А. И. Яунпутнинь (1934) относит эту полосу образований к одной из стадий отступания валдайского ледника, граница которой пересекала Онегу в районе Бирючевских порогов и тянулась к ст. Холмогорской. Н. И. Апухтин (1948) и С. А. Яковлев (1947, 1956) считают эту полосу первой фазой отступания более молодого ледника — границей III новоледниковья.

Наши исследования и анализ материалов предшественников показали, что выделение внутри границы валдайского оледенения еще двух более молодых самостоятельных оледенений (III и IV новоледниковий), фактами не подтверждается (Девятова, 1961).

В данном случае мы присоединяемся к мнению А. И. Яунпутниня и считаем, что эта полоса сгущения форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции является одной из последних (если считать максимальную — пятой) стадий отступания валдайского ледника к северо-западу — кенозерская стадия (см. рис. 1). В кенозерский краевой пояс В. П. Бархатова (1941) объединяет рельеф окрестностей Кен-озера, Колод-озера, Пелус-озера и Аглим-озера. А. Г. и О. А. Кондиайн сюда же относят холмисто-моренные образования района Лекшм-озера. Рельеф этого участка был обстоятельно описан в работе М. М. и Н. И. Толстихиных (1935), затем А. Г. и О. А. Кондиайн, а позже нами, А. В. Пекуровым, В. В. Сиваевым и др. Он представлен беспорядочно ориентированными куполовидными холмами и отдельными грядами юго-западной, юго-восточной, южной и восточной ориентировки. Сложены гряды песчаным и суглинистым материалом. Характерно обилие озер неправильной формы и причудливых очертаний и заболоченных низин между холмами.

Типичные конечноморенные гряды отсутствуют. В целом для холмов характерны мягкие очертания и плавность переходов между ними, для отдельных форм рельефа — большая крутизна (45°), либо террасированность склонов, вследствие образования их в зонах контакта неподвижных ледниковых глыб.

Этот же рельеф наблюдается севернее, в районе Унд-озера, Пыш-озера и Карм-озера, где для него характерно обилие моренных холмов, камоподобных форм и озовых гряд. Отдельные холмы имеют характер крутосклонных моренных гряд и северо-восточную ориентировку. Одна из таких гряд была прослежена нами юго-западнее Карм-озера. Она тянется от северного конца озера Гогольего к устью р. Малой Кармы, в северо-восточном направлении под углом 32—35° и переходит на юго-западе в увалистые холмы, а на северо-востоке — в озовую гряду маргинального типа («Овинная грива»). Вершина ее уплощенная, проксимальный склон, обращенный к Карм-озеру, более крут дистальный (восточный) — более пологий. По поверхности гряды рассеяны валуны (до 0,7 *м* в диаметре) двуслюдистого серого гнейса, мелкозернистого роговообманкового гнейса, гранита, диабаза. Гряда, как и соседние холмы, сложена коричневым плотным валунным суглинком. Преобладают валуны угловато-округлой формы.

В трех километрах северо-восточнее края озовой гряды, в приустьевых участках р. Большой Кармы начинается камовый рельеф, представленный группой холмов овальной и округлой формы беспорядочной ориентировки. Холмы сложены отсортированным песчаным материалом и разделены мертвыми долинами и котловинами, склоны сглажены, полого-выпуклые, угол превышает 20°. Вершины слегка уплощенные, иногда выпуклые, с валунами на поверхности. Склоны камов, обращенные к Большой Карме, террасированы. К востоку от этой полосы (холмистый и грядовый моренный рельеф — озовая гряда — камовый рельеф) простирается пологоволнистая песчаная равнина с единичными радиальными озовыми грядами, сильно изогнутыми в плане, с крутыми склонами, направление их перпендикулярно моренной гряде.

Благодаря совмещению группового холмисто-моренного и грядового рельефа с озовыми грядами, камами, озерными котловинами и волнистой песчаной равниной участок Карм-озера и р. Кармы в миниатюре воссоздает весь сложный процесс таяния материковых льдов в глыбовом мертвом состоянии, в условиях обилия глубоких трещин, промытых та-

лыми водами. Сток талых ледниковых вод осуществлялся через нынешние долины рек Большой Кармы и Иксы и руч. Нижнего Шортомца в Иксинскую депрессию, которая с востока примыкала к краю ледника и находится в южных отрогах Ветряного пояса.

В кенозерскую стадию край ледника пересекал Онегу, видимо, в районе Бирючевских порогов, но типичных краевых образований здесь не оставил. Севернее граница ледника устанавливается по широкому развитию зандровых полей в бассейне р. Шелексы и севернее ее. Флювиогляциальные осадки слагают здесь волнистую равнину, простирающуюся от долины рек Вои и Шелексы на западе до ст. Емцы на востоке и ст. Холмогорской на севере. В районе северо-западного побережья Торос-озера, южного и северного побережья оз. Долгого развит сгущенный камовый рельеф, представленный групповыми холмами округлой формы с воронкообразными и долинообразными углублениями между ними.

Холмы сложены песчаным, хорошо отсортированным материалом. Взаимосвязь волнистой равнины с четко выраженным камовым рельефом и озерными котловинами, очевидно, точно также подчеркивает единство генетического процесса, в результате которого эти формы рельефа образовались деятельностью талых ледниковых вод на стадии «мертвого», неподвижного льда.

В районе ст. Холмогорской преобладают водно-ледниковые аккумулятивные формы рельефа.

Спорово-пыльцевые спектры, которыми охарактеризованы осадки межстадиала (скважина Лекшм-озера), предшествующего кенозерской стадии, рисуют суровые физико-географические условия с лесотундровой растительностью, где из древесных преобладала береза (до 80%), а среди кустарников — кустарниковая береза.

Длительной задержке глыб «мертвых» льдов способствовал холмисто-грядовый рельеф Ветряного пояса. Благодаря обилию талых ледниковых вод и наличию глубоких депрессий в коренном основании ледниковые воды в позднеледниковое время образовали обширные депрессии по периферии Ветряного пояса (Средне-Онегорецкая с более глубокой Иксинской депрессией). В Иксинской депрессии озерно-ледниковый бассейн образовался еще в кенозерскую стадию, когда ледник занимал свое крайнее положение.

Как показали спорово-пыльцевые спектры (Девятова, 1961), начальные этапы накопления озерно-ледниковой толщи в этой депрессии связаны с временем преобладания степных и арктических элементов флоры в составе растительности (нижнедриасовое время).

К ложбинам стока талых ледниковых вод в отрогах Ветряного пояса приурочены ныне долины рек Иксы, Кармы, Унаксы и Сомбы, Верхнего Ига, Порсты и т. д.

Последней стадией валдайского ледника на рассматриваемой территории была онежская, геоморфологически хорошо выраженная в низовьях р. Онеги.

Онежский пояс краевых ледниковых образований был тщательно изучен М. А. Лавровой и обстоятельно описан в ее работе (1931), а также в работе М. М. и Н. И. Толстихиных (1935). Нами на этом участке были сделаны рекогносцировочные маршруты в окрестностях с. Порог и г. Онеги и по правобережью Онеги между с. Порог и г. Онегой. Поскольку этот рельеф достаточно полно освещен в литературе, ограничимся краткими замечаниями.

Прежде всего весь комплекс краевых образований характеризуется закономерной ориентировкой всей полосы и отдельных его составных элементов. Краевые образования оконтуривают Онежскую губу и пересекают Онегу у с. Порог и д. Грибанихи, образуя в реке пороги. Весь

пояс краевых образований М. А. Лаврова подразделяет на внутреннюю, срединную и краевую зоны. Если для первой, расположенной между заливом и срединной зоной, характерны широкие и куполовидные гряды и наиболее слабое расчленение (Шалга, Бревенник, Линдогора), то для второй (срединной) — продольно-грядовый характер рельефа, глубокое расчленение и соответственно бо́льшие высоты.

Внешняя зона расположена южнее с. Кянды, севернее Вонгуды и Порог, в окрестностях Анд-озера. Рельеф здесь холмистый, пониженный, постепенно переходящий в мелкохолмистую равнину. Материал, слагающий гряды и холмы, представлен преимущественно грубопесчаными и суглинистыми разностями с обильными валунами гнейса, гранита, гранатового амфиболита, габбро.

Возможно, что онежская стадия валдайского ледника по времени своего формирования отвечает моренам Сальпауссельке. В развитии растительности ей соответствует верхнедриасовое время.

Отступив от онежского краевого пояса, ледник окончательно растаял. Таяние его привело к наполнению Нижне-Онегорецкой депрессии ледниковыми водами и формированию здесь озерно-ледниковых фаций. С поднятием территории в послевалдайское время и пропиливанием Онегой (базисом эрозии которой было Белое море) онежского краевого пояса, стала формироваться речная сеть района.

Для доказательства стадийного характера онежских краевых образований могут быть приведены те же признаки, которые характеризуют кенозерские образования:

а) повсеместное (а не только в районе «онежских морен»), вплоть до максимальной границы ледника, широкое развитие «свежих» форм ледникового и водно-ледникового рельефа;

б) отсутствие по внешнему краю онежского пояса перигляциальных отложений;

в) отсутствие на Онеге межледникового горизонта, который соответствовал бы кенозерско-онежскому межледниковью[1];

г) закономерность эрозионного процесса в формировании долины Онеги в послевалдайское время.

Низовья Онеги были вовлечены в речную эрозию раньше, чем среднее и верхнее течение ее: если в низовьях поперечный профиль долины составляют четыре террасы (озерноаллювиальная, вторая и первая надпойменные и пойма), то в среднем течении три (вторая и первая надпойменные и пойменная), а в верховьях — две (пойменная и первая надпойменная террасы). Если бы онежская и кенозерская стадии были самостоятельными оледенениями, а следовательно, ледник на территории задерживался бы на более длительное время, и более длительными были бы интервалы между оледенениями, в формировании долины Онеги вряд ли могла быть установлена закономерность в развитии эрозионного процесса и закономерность в распределении созданных им эрозионных форм.

Таким образом, очень многие комплексы ледниковых и водно-ледниковых образований на рассматриваемой территории свидетельствуют об образовании их в условиях таяния ледника в пассивном состоянии. Типичные краевые образования четко выражены в рельефе на отдельных участках максимальной (первой), кенозерской (пятой) и онежской (шестой) стадий. Отнесение краевых образований двух последних стадий к краевым образованиям самостоятельных оледенений (III и IV новоледниковья) фактическим материалом не подтверждается.

---

[1] Межстадиалу, видимо, соответствует аллередское потепление (Девятова, 1961).

ЛИТЕРАТУРА

Апухтин Н. И. К стратиграфии морских и ледниковых отложений заонежской Карелии.— Труды Карело-Финского филиала АН СССР, № 4, Петрозаводск, 1948.

Бархатова В. П. К геологии бассейнов юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги.— Труды Сев. геол. упр., вып. 9, 1941.

Девятова Э. П. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Онеги. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Корчагин А. А. О конечноморенных ландшафтах бассейна р. Мезени.— Изв. ГГО, том 69, вып. 4, М., 1937.

Лаврова М. А. К геологии Онежского полуострова Белого моря.— Труды Геол. музея АН СССР, том VIII. М.— Л., 1931.

Люткевич Е. М. Геология Канина полуострова. М. Л.,— Гостоптехиздат, 1953.

Толстихин Н. И. и Толстихина М. М. Материалы к геоморфологии Онего-Двинского междуречья.— Изв. ГГО, том XVII, вып. 3, 1935.

Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на Севере Русской равнины.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 9, М., 1947.

Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, том 17. Л., 1956.

Яунпутнинь А. И. К вопросу об условиях отступания последнего ледникового покрова на северо-западной окраине Русской равнины. Изв. ГГО, том 66, вып. 3, 1934.

Г. С. БИСКЭ
Карельский филиал АН СССР

МАРГИНАЛЬНЫЕ ФОРМЫ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКА В КАРЕЛИИ

Среди краевых образований последнего оледенения наиболее четко выражены гряды Сальпаусселькe на юге Финляндии. И не случайно они с давних пор привлекали к себе внимание исследователей. Уже с конца прошлого столетия в литературе утвердилось мнение о конечноморенном характере этих образований и позднее имели место разногласия только по вопросу о самом способе их формирования (De-Geer, 1897; Sederholm, 1899; Berghell, 1893; Leiviskä, 1920; Sauramo, 1931; Tanner,1933, и др.).

Наличие прекрасно выраженных в рельефе краевых ледниковых образований в Финляндии послужило основанием для поисков аналогичных форм и на территории Карелии. Сначала А. А. Иностранцев (1871, 1872), а позднее И. Розберг (Rosberg, 1892, 1897—1899) и другие установили в Карелии продолжение конечных морен Сальпаусселькe. Их данные легли в основу всех последующих исследований карельских краевых образований. Так, в целом ряде работ, преимущественно рукописных (отчетах по съемкам и разведкам, докладах и т. п.) указывается на полосы ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных форм, тянущиеся через центральные районы Карелии и являющиеся, по мнению исследователей, продолжением классических финских конечноморенных гряд. Б. Ф. Земляковым (1936) в Карелии и М. А. Лавровой (1933) в районе Онежского и Двинского заливов Белого моря описываются сложные комплексы конечных морен, холмисто-моренных образований, камов и озов, относимых ими к краевым образованиям последнего ледника и сопоставляемых по времени формирования с Сальпаусселькe I и II.

Более детальные исследования, проведенные на территории Карелии в послевоенные годы, не подтвердили прежних представлений, и в районах, где можно было бы ожидать продолжения гряд Сальпаусселькe, не было обнаружено форм, напоминающих или схожих с этими грядами в Финляндии, а площади развития различного рода водно-ледниковых аккумулятивных образований не могут быть отнесены к конечным моренам (несмотря на то, что часть их, возможно, и является краевыми комплексами) и по времени образования несопоставимы с грядами Сальпаусселькe (Апухтин, 1953; Бискэ, 1953, 1959). Между тем в распределении этих форм на территории Карелии наблюдается определенная закономерность, которую ранее и связывали с направлением движения ледникового покрова и с колебаниями его края.

Многими исследователями отмечалась также разница в расположении ледниковых аккумулятивных форм в центральных и периферических частях области развития Европейского ледникового щита. Это подчеркнуто и в работе К. К. Маркова (1955), где он указывает, что основным элементом ледниковой морфологии центральной части ледниковой области являются гряды, ориентированные в двух взаимно перпендикулярных направлениях: параллельно движению ледника (озы) и перпендикулярно ему (конечные морены); основным же элементом ледниковой морфологии окраинных областей являются холмы и холмистые ландшафты, лишенные закономерной ориентировки.

Такое различие в характере морфологических элементов центральной и окраинной областей оледенения К. К. Марков объясняет различными условиями их образования, связывая грядовую морфологию центральных областей с активным, а холмистый аккумулятивный ландшафт краевых ледниковых районов — с мертвым льдом.

Несомненно, поскольку в центральной ледниковой области лед значительно дольше сохранял свою активность, его рельефообразующее влияние сказывалось здесь в большей степени. Но следует учитывать, что и в этой области в конечные стадии своего существования лед становился мертвым, хотя и возможно, что фаза мертвого льда была здесь менее продолжительной и поэтому, как отмечает К. К. Марков, имела меньшее морфологическое значение. Думается, что дело не только в активном или мертвом состоянии ледника.

Территория Карелии представляет собой центральную область оледенения, характеризующуюся отмеченной выше закономерной ориентировкой площадей развития ледникового рельефа в двух направлениях: с северо-запада на юго-восток и с запада на восток. Однако в этих двух направлениях ориентированы преимущественно относительно небольшие, линейно вытянутые участки развития аккумулятивных форм, или отдельные формы (озы), значительные же площади развития камового и холмисто-грядового ландшафтов располагаются вне зависимости от этих двух направлений и нередко протягиваются с севера на юг (оз. Нижнее Куйто), с юго-запада на северо-восток (район развития Сальпаусселькe I), или вообще не ориентированы (у оз. Выг и близ границы с Вологодской областью).

При сопоставлении участков развития ледниковых аккумулятивных форм с поверхностью докембрийского кристаллического фундамента выявляется следующая закономерность: крупные площади этих форм развиты преимущественно на выравненной денудационной поверхности архейских и протерозойских структур (камовые комплексы юго-восточнее оз. Выг, южнее Сям-озера, севернее озер Куйто, в юго-восточной части Карелии, в последнем случае — на осадочных породах палеозоя, и др.). В тех же районах, где нижнепротерозойские интенсивно-складчатые структуры разбиты многочисленными разломами и отличаются значительной расчлененностью, аккумулятивные формы, генетически связанные с ледником, встречаются реже и слагают небольшие линейно вытянутые площади, ориентированные соответственно направлению крупных орографических единиц доледниковой поверхности и, следовательно, направлению основных геологических структур.

Характерной иллюстрацией этого положения является центральная часть Западно-Карельской возвышенности, отличающаяся весьма расчлененным рельефом поверхности докембрийских пород. Преобладающий морфологический элемент рельефа здесь — гряды, сложенные как кристаллическими породами (преимущественно кварцитами), так и рыхлыми четвертичными осадками (озы). Направление ориентировки озов закономерно следует протяжению гряд, сложенных кристаллическими породами докембрия: с северо-запада на юго-восток. Этой

закономерности особенно подчинены одиночные озовые гряды (не связанные с другими формами водно-ледниковой аккумуляции), тянущиеся в понижениях между кряжами кристаллических пород, вдоль склонов последних, в котловинах озер и вдоль речных долин.

Автору ни разу не приходилось наблюдать, чтобы в районе развития грядового рельефа Западно-Карельской возвышенности озы пересекали бы гряды, т. е. тянулись бы вкрест простирания основных геологических структур.

Другие формы водно-ледниковой аккумуляции встречаются здесь редко и только в тех местах, где возвышенности, сложенные кристаллическими породами, раздвигаются и образуются значительные открытые площади. В пределах этих участков озы отклоняются от преобладающей для района Западно-Карельской возвышенности северо-западной ориентировки и тянутся в других направлениях: широтном, с севера на юг и т. п.

Если обратиться к карте основных тектонических линий для территории Карелии (рис. 1), то бросается в глаза закономерное совпадение ориентировки озов также и с преобладающим направлением разломов с северо-запада на юго-восток в центральных районах и широтное — в северных. Подобная же закономерность наблюдается и на Кольском по-ве, где они приурочены преимущественно к долинам крупных рек, совпадающих с основными линиями тектонических разломов (реки Лотта, Нота, Кица, Воронья, Кола и др.; Полканов, 1937; Никонов, 1959; Лаврова, 1960).

Все эти данные указывают на зависимость процесса образования ледниковых форм (в частности, озов) от характера поверхности докембрийского кристаллического щита.

Еще в конце прошлого, начале настоящего столетия большинство исследователей пришло к выводу, что озы — результат деятельности потоков талых ледниковых вод, и это положение не вызывало возражений. Более поздними исследователями оно детализировалось, дискутировался вопрос о положении содержавших талые ледниковые воды трещин и промоин относительно тела ледника (на льду, внутри льда или под льдом), но генетическая связь озов с потоками талых вод и до сих пор принимается всеми.

Наблюдения в Карелии также подтверждают эту точку зрения: в ряде мест (озера Мярат, Толва-ярви и многие другие) наблюдаются сдвоенные и строенные озовые гряды, тянущиеся параллельно друг другу, или озы, где от главной гряды отделяются как бы отростки, отличающиеся меньшими размерами. Характер слагающих озы осадков нередко на протяжении каких-нибудь десятков метров резко изменяется от почти чистых валунов до мелкозернистого песка (оз. Мярат). Эти явления легко объяснимы с точки зрения отложения озов водными потоками: когда главное русло потока заполнялось осадками, поток отклонялся, искал себе новое русло, которое, в свою очередь, заполнялось и процесс повторялся снова. Непостоянство режима потоков, связанное с колебаниями в интенсивности таяния ледника или с какими-либо временными препятствиями для свободного стока вод в данном направлении (обрушивание глыб льда, создающее плотины, отклонение потока в новое русло и т. п.), вело к изменению состава переносимых потоком осадков, или к выносу мелкозема из валунных отложений с осаждением его дальше по руслу, т. е. в конечном итоге — к изменению в механическом составе осадков, слагающих озы.

Прекрасным подтверждением генетической связи озов с подледниковой гидрографической сетью являются озы у деревни Вохтозеро, имеющие в плане кольцеобразную и серповидную форму, чрезвычайно напоминающую речные меандры (рис. 2).

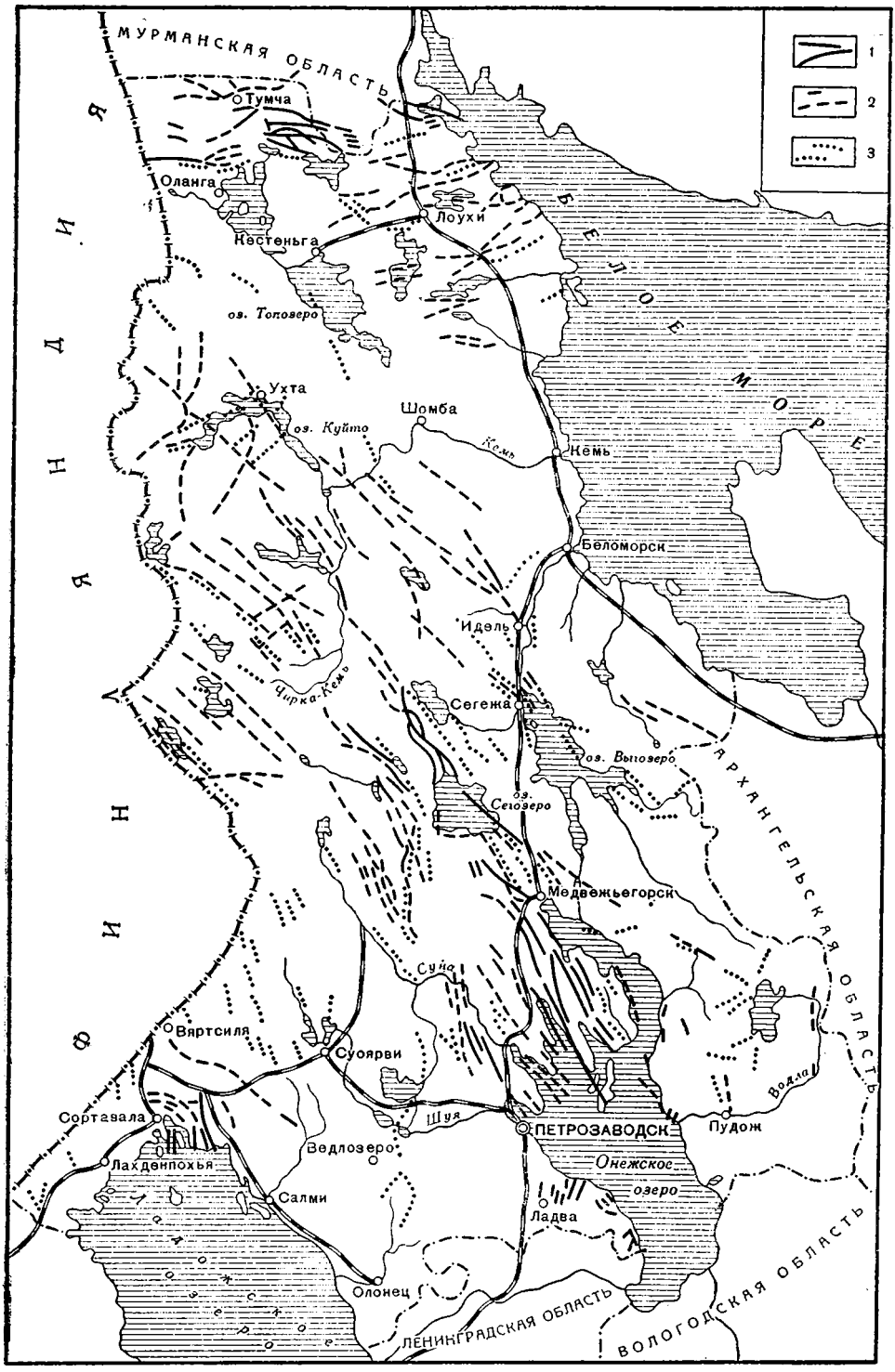


Рис. 1. Карта основных тектонических линий.

1 — тектонические линии, установленные по геологическим признакам; *2* — тектонические линии, установленные по геоморфологическим признакам; *3* — озы

Рис. 2. Характерный озовый ландшафт. Фото Г. Ц. Лака

Образование озов как результат деятельности потоков талых ледниковых вод в теле ледника хорошо объясняет закономерную приуроченность озов к понижениям доледниковой поверхности, так как всякий водный поток, во-первых, течет из более высокой части в более низкую, а, во-вторых, стремится занять наиболее пониженную часть той поверхности, по которой он протекает. Поэтому, даже если при своем зарождении в теле ледника водный поток протекал согласно поверхности ледникового покрова, то в конечном счете он, углубляя и размывая свое русло, достигал поверхности подстилающих пород, и здесь, используя понижения последней, протекал как любой современный речной поток с той разницей, что долина этого потока была ограничена ледяными берегами. Подобный же процесс, только, возможно, в более быстром темпе, происходил и с потоками, первоначально текшими внутри ледника. Кроме того, в пониженных участках доледниковой поверхности, где создавались благоприятные условия для скопления талых вод, и в силу этого, возникали подледниковые озера и пустоты, образовавшиеся вследствие таяния льда под влиянием воздействия этих вод, происходило оседание отдельных слоев ледника, и поверхность последнего приобретала чрезвычайно неровный характер, что в свою очередь, способствовало неравномерному стаиванию льда и отложению осадков как заключенных в самом льде, так и принесенных талыми ледниковыми водами. Поэтому озы, располагающиеся в значительных по размерам понижениях доледниковой поверхности, почти всегда сопровождаются другими формами ледниковой аккумуляции; холмами, сложенными сортированными (камы) и несортированными (моренные холмы) осадками, и другими.

Расположение и контуры площадей или даже полос развития всех этих форм определяются характером того понижения, в котором они образовались, и увязывание такого рода участков цепи конечных морен было бы искусственным и ничем не оправданным.

Наблюдаются, однако, исключения из этого общего правила: так, крупные площади развития холмисто-грядового аккумулятивного рельефа в северной части Карелии, где они ограничивают беломорский

ледниковый язык и массу мертвого льда, занимавшего позднее котловину Белого моря, и юго-восточнее Онежского озера (у границы с Вологодской областью) сформировались здесь, по-видимому, не столько как результат соответствующего характера подстилающей поверхности, сколько, как следствие перерыва в таянии ледника, а возможно, и его осцилляторных подвижек (о чем говорит хотя бы смятие осадков, слагающих камы у д. Кривцы). Встречающиеся среди этого рельефа отдельные озовые гряды отличаются незначительными размерами и отсутствием такой закономерной ориентировки, как описано выше, для одиночных озовых гряд.

К несомненно краевым образованиям (конечным моренам) следует отнести полосу ледниковых аккумулятивных форм в крайней юго-западной части Карелии, являющуюся продолжением конечноморенной гряды Сальпаусселькe I.

Значительным распространением в Карелии пользуются озерные отложения, заполняющие все понижения рельефа. Многочисленны болота, образовавшиеся в результате обмеления и зарастания озер. Это явление находит объяснение в истории формирования современного рельефа.

В период интенсивного стаивания последнего ледникового покрова потоки талых ледниковых вод, протекавшие по понижениям доледниковой поверхности, находили выход у края ледника: в том случае, если здесь было понижение, формировалось озеро, ограниченное, с одной стороны ледником, а с другой — возвышенностями доледниковой поверхности. Осадки, приносимые потоками, отлагались в озере как нормальные озерные отложения с тою только разницей, что режим таяния ледника (при достаточной глубине озера) обусловливал ленточную слоистость осадков.

Расчлененный рельеф Карелии, с частым чередованием небольших возвышенностей и понижений, создавал благоприятные условия для скопления вод в виде озер, поэтому на этой территории так многочисленны участки развития озерных отложений, главная часть которых и сформировалась в такого рода приледниковых озерах. Даже и тогда, когда край ледника отодвигался от озерного бассейна, озеро в ряде случаев продолжало существовать (вместо исчезнувшего ледяного берега появлялся другой в виде вытаявшей из-под льда возвышенности), и процесс отложения озерных осадков продолжался, свидетельством чего является отмеченное во многих местах перекрытие ленточных осадков приледниковых озер обычными озерными отложениями.

У края приледникового озера, обращенного к леднику, могли отлагаться и отлагались не только тонкозернистые осадки, но и пески, галечники и даже валуны, образовавшиеся за счет размыва озерными водами ледниковых и флювиогляциальных отложений (в тех случаях, когда у берега озера располагались озы).

Некоторыми исследователями эти озерные отложения ошибочно принимаются за зандры, сочетание их с озами рисуется как краевой ледниковый комплекс и проводится граница ледниковой стадии или осцилляции. Особенно часты такого рода ошибки в тех местах, где понижения доледниковой поверхности тянутся в широтном направлении; соответственно и ледниковые аккумулятивные формы, развитые преимущественно у краев понижений (или доступные здесь наблюдениям), протягиваются в том же направлении и создают впечатление маргинальных образований. В действительности эти формы могут быть названы краевыми только в том отношении, что сформировались у краев остаточной массы льда, но образовались они здесь не потому, что край ледника испытал в этом месте задержку или осцилляцию, а лишь в силу создавшихся в понижениях благоприятных условий для

сохранения омертвевших участков льда и скопления талых вод, способствовавших неравномерному таянию ледника и отложению различного рода осадков.

Характерным примером такого рода рельефа является участок развития аккумулятивных ледниковых форм, тянущийся вдоль дороги Петрозаводск — Ведл-озеро (рис. 3). Здесь, в одном комплексе, встречаются озы, камы, песчаные волнистые равнины и др. Многими исследователями этот участок принимался за краевые образования ледниковой осцилляции, которая, возможно, и имела здесь место. Однако,

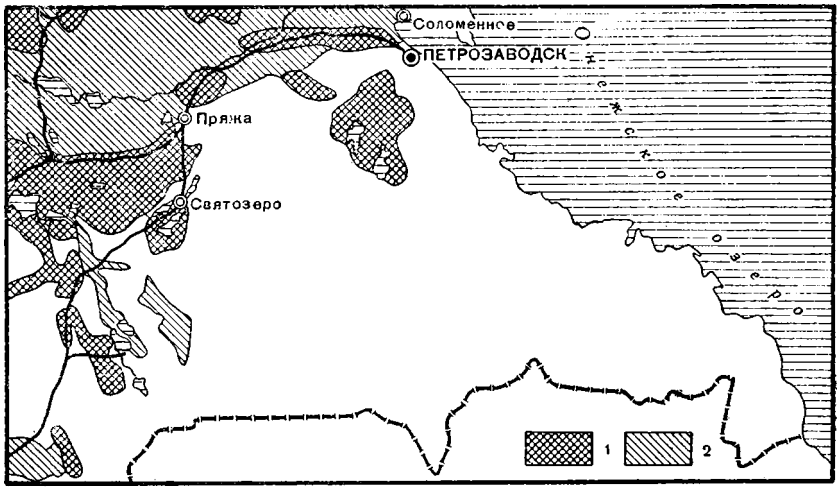


Рис. 3. Схематическая карта распределения водно-аккумулятивных форм у края массива иотнийских песчаников.

1 — водно-ледниковые аккумулятивные формы; *2* — озерные равнины

геоморфология района позволяет предположить и другое: все отмеченные здесь формы как бы окаймляют хорошо выраженный в рельефе массив иотнийских песчаников. Юго-западный, северо-западный и восточный склоны массива крутыми уступами обрываются к окружающим его равнинам, и кварцито-песчаники, обнаженные на склонах, в пределах окружающих равнин скрыты под мощной толщей четвертичных отложений. По-видимому, ледник в своем движении, наткнувшись на препятствие в виде этих уступов, задержался здесь на какое-то время (достаточное для накопления толщи льда, равной относительной высоте уступа), осадки, заключенные в теле ледника, частично были сгружены, в результате чего глубокая депрессия, располагающаяся к северо-западу от массива, несколько снивеллировалась. При дальнейшем увеличении мощности ледника он продолжал течь через массив песчаников без существенного воздействия на поверхность подстилающих пород.

Окончательная моделировка рельефа происходила во время таяния последнего ледникового покрова, и главная роль в ней снова принадлежала массиву иотнийских песчаников, который (вытаяв из-под толщ льда) расчленил ледниковый покров и при незначительных подвижках ледникового края препятствовал его продвижению на участке. Продолжавшийся подток льдов из центра питания выражался лишь в увеличении мощности льдов и в более интенсивном приносе и отложении обломочного материала, благодаря чему глубокая депрессия в поверхности докембрийского кристаллического фундамента, тянущаяся у се-

веро-западного края массива иотнийских песчаников, оказалась сплошь выполненной толщей четвертичных отложений, сгруженных здесь как в последнюю, так и в предыдущие ледниковые эпохи.

В процессе таяния последнего ледника у контакта его с песчаниковым массивом образовалась зона слабых, искрошенных и пронизанных пустотами и промоинами льдов, в которых и были сформированы ледниковые аккумулятивные формы, а позднее,— в водах озер от скопившихся талых вод,— отложены широко развитые здесь озерные отложения.

История таяния ледника на этом участке показывает, какую большую роль в формировании ледниковых аккумулятивных образований может играть рельеф подстилающих пород, обусловливающий специфику отложения ледниковых осадков в каждом данном районе.

Ориентировка описанной полосы развития ледниковых аккумулятивных форм, позволяющая предположить образование их, как следствие скопления осадков у края активного ледника, вызвана здесь не ледниковой осцилляцией, а соответствующим направлением депрессии в поверхности докембрия и протяжением уступа, ограничивающего массив протерозойских кварцито-песчаников. Песчаные равнины, принимаемые иногда за зандры, являются частично результатом отложения осадков в местных небольших озерах, частью же — отложениями бассейна, занимавшего в позднеледниковое время котловину Онежского озера и прилегающие к нему понижения.

Настоящие зандры не имеют в Карелии широкого распространения, что объясняется отсутствием соответствующих условий, необходимых для формирования зандровых равнин; водные потоки, вытекавшие из-под ледника, частью скапливались в озерах (как описано выше), частью же попадали в узкие понижения и текли далее, как реки, и только очень незначительная их часть растекалась в виде безрусловых потоков по ровной поверхности суши. Следует оговориться, что исследования зандров Карелии пока еще никем специально не проводились, на карты эти формы наносились в основном на основании совокупности краевых образований с песчано-валунными равнинами, без тщательного изучения слагающих эти формы отложений, что объясняется отчасти и отсутствием хороших разрезов, большой залесенностью и заболоченностью территории Карелии.

Помимо таких относительно хорошо изученных форм, как камы, озы и озерные равнины, занимающих значительные площади, в Карелии нередко встречаются сравнительно небольшие формы, почти не освещенные в региональной геологической литературе.

У основания склонов возвышенностей, сложенных кристаллическими породами, наблюдаются участки сортированных песчано-валунных отложений, образующих небольшие террасы, располагающиеся на самых различных абсолютных отметках. Они как бы насажены на нижнюю часть склонов возвышенностей, выше и ниже этих образований, покрытых мореной. Попытки увязать отдельные террасы с каким-либо из известных водных бассейнов не увенчались успехом, так как слагающие их осадки не содержат палеонтологических остатков, а высоты отдельных уровней колеблются в значительных пределах.

Подобные формы отмечались рядом авторов в других ледниковых районах: Финляндии (Virkkala, 1951), Северной Америке (Flint, 1957) и получали название террас ледникового контакта.

Образование этих форм в Карелии можно представить себе следующим образом: по мере таивания ледника отдельные вершины поднимались над льдом в виде нунатак. Темноцветные породы, слагающие вершины в летнее время года, нагревались, что способствовало более быстрому таянию льда вокруг них, в результате чего формировалось

понижение, ограниченное с одной стороны склоном обнажившейся возвышенности, а с другой — склонами поверхности ледника. Талые ледниковые воды, скопившиеся в понижениях, размывали осадки, оставленные ледником, и отлагали их в озерах. Относительная мелководность озер, кратковременность их существования и частые колебания уровня, обусловленные множеством причин (изменением интенсивности таяния льда в различные сезоны года, оттоком талых вод в понижении подстилающей ледник поверхности, повышением уровня в связи с образованием временных плотин, вызванных обвалами и оползнями и т. п.), создавали условия для формирования только небольших, локальных террас с пологими уступами, сложенных чаще всего сортированными осадками; иногда, среди отложений, слагающих террасы может быть встречена и морена, сползшая сверху, или вытаявшая из ледника.

Не исключено, что сторонники широкого развития морских отложений на севере Карелии (особенно в тех случаях, когда они опирались только на морфологические данные, без подкрепления палеонтологическим материалом) именно эти террасы принимали за морские, это служило источником ошибок в трактовке истории развития позднe- и послеледниковых бассейнов территории северной Карелии.

В настоящее время все более утверждается представление о том, что таяние последнего ледника происходило путем повсеместного утончения (Flint, 1929, 1947, 1957; Demorest, 1942, 1943; Mannerfelt, 1945, и др.), которое в конечном итоге приводило к отделению обширных полей мертвого льда. Значительная расчлененность поверхности докембрийского фундамента Карелии весьма способствовала этому процессу. Поскольку в ходе таяния ледниковый щит становился все более и более плоским, естественно, что наибольшая мощность льда сохранялась в понижениях доледникового рельефа, возвышенности же вытаивали раньше (исключение представляют высоты, на которых в конечные стадии оледенения могли образоваться местные горные ледники, вследствие чего они освободились от ледяного покрова в самую последнюю очередь). Вытаявшие из-под льда возвышенности расчленяли массу льда на отдельные участки, терявшие связь с центром питания и становившиеся в силу этого мертвыми, а когда вытаял водораздельный хребет Маансельке, вся карельская часть ледника была отделена от скандинавской активной его части и также продолжала таять в мертвом состоянии.

По-видимому, в Карелии роль мертвых льдов в формировании ледникового аккумулятивного рельефа была более значительна, чем в прилегающих с юга и востока областях, сложенных горизонтально слоистыми породами палеозоя и характеризующихся относительно ровной поверхностью. Поэтому на рассматриваемой территории трудно выделить пояса конечных морен, отмечающих отдельные стадии в процессе таяния ледника, так как край последнего чаще всего представлял собою широкую полосу омертвевших участков льда, расположенных в понижениях и разделенных уже вытаявшими оголенными возвышенностями. Площади развития аккумулятивных ледниковых форм, образовавшихся именно в этих участках мертвого льда, также располагаются поэтому главным образом в понижениях доледниковой поверхности и, следовательно, отмечают собою не край активного ледникового щита, а, скорее всего, показывают, что в данном месте поверхность докембрия погружена и представляла благоприятные условия для скопления и сохранения массы омертвевшего льда.

ВЫВОДЫ

1. Значительная расчлененность докембрийских кристаллических пород, слагающих основной фундамент Карелии, обусловила своеобразие процесса стаивания ледникового покрова и отложения заключенных в теле ледника осадков.

2. Ледниковый покров таял посредством повсеместного утончения с образованием в краевых частях ледника омертвевших полей и участков, разделенных возвышенностями кристаллических пород, таким образом, роль мертвых льдов в образовании ледниковых аккумулятивных форм в Карелии была более значительна, чем в прилегающих районах развития горизонтально залегающих осадочных пород палеозоя.

3. Наблюдающееся линейное расположение ледниковых аккумулятивных форм обусловлено главным образом соответствующим линейно вытянутым характером основных форм рельефа подстилающих пород, в силу чего прослеживание краевых образований отдельных стадий таяния и ледниковых осцилляций является делом весьма сложным, а нередко и невозможным.

4. Расчлененный рельеф поверхности докембрия, обусловивший своеобразный характер стаивания льда, послужил причиной скопления талых ледниковых вод в многочисленных понижениях, с образованием озер. Отсюда — широкое развитие озерных отложений и неблагоприятные условия для образования зандров, получивших на территории Карелии незначительное распространение.

5. Закономерное совпадение ориентировки одиночных озовых гряд с направлением протяжения основных форм поверхности докембрия, совпадающим с направлением геологических структур, может служить признаком, указывающим на направление протяжения последних в тех случаях, когда в данном месте коренные породы перекрыты плащом четвертичных отложений.

6. Изучение истории формирования ледникового аккумулятивного рельефа в каждом отдельном случае может оказать существенную помощь при расшифровке тектонического строения районов, закрытых толщей четвертичных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Апухтин Н. И. Геоморфологический очерк центральной части западной Карелии.— Изв. Кар.-Финск. филиала АН СССР, вып. 4, 1953.

Бискэ Г. С. О краевых образованиях ледника в Карелии.— Изв. Кар.-Финск. филиала АН СССР, вып. 4, 1953.

Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959.

Иностранцев А. А. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером.— Труды СПб. об-ва естествоисп., т. II, 1871.

Иностранцев А. А. Геологические исследования на севере России. Труды СПб. об-ва естествоисп., т. III, 1872.

Земляков Б. Ф. Четвертичная геология Карелии. Изд. Карельского научно-исслед. инст. Петрозаводск, 1936.

Лаврова М. А. К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря.— Труды Геогр. ин-та, т. III, 1933.

Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1960.

Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. Географгиз, 1955.

Никонов А. А. Особенности строения озов и вопросы палеогеографии позднеледниковья в южной части Печенгского района.— Изв. Кар. и Кольск. филиалов, № 1, 1959.

Полканов А. А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова.— Труды Сов. секции МАИЧПЕ, вып. III, 1937.

Berghell H. Beobachtungen über den Bau und die Configuration der Randmoränen im Östlichen Finnland. Fennia, 6, 5, 1893.

De-Geer G. Om rullstensasarnas bildningssätt.— Geol. Fören. Förh. vol. 19, H. 5, 1897.

Demorest M. Glacier thinning during deglaciation: Pt. I Glacier regimes and ice movement within glaciers.— Am. Jour. Sci., vol. 240, 1942.
Demorest M. Ice Sheets.— Geol. Soc. Am. Bull. vol. 54, 1943.
Flint R. F. The stagnation and dissipation of the last ice sheet. Geogr. Rev. 1929.
Flint R. F. Glacial geology and the Pleistocene epoch. New York — London, 1947.
Flint R. F. Glacial and Pleistocene Geology. New York — London, 1957.
Leiviskä J. Der Salpausselkä.— Fennia, 41, 3, 1920.
Mannerfelt C. M. Nagra Glacialmorfologiska Formelement.— Geogr. Ann. vol. 27, 1945.
Rosberg J. Ytbildningar i ryska och finska Karelen med särskild hänsyn till de karelska rändmoränarna. Fennia, vol. VII, 2, 1892.
Rosberg J. Ytbildningar i Karelen med särskild hänsyn till rändmoränerna. Fennia, vol. XIV, 7, 1897—1899.
Sauramo M. Zur Frage des inneren Baues des Salpausselkä in Finnland. Zeitschr. Gletscherkunde. Bd. XIX, 1931.
Virkkala K. Glacial Geology of the Suomussalmi Area, East Finland.— Bull. Comm. Geol. Finl. 155, 1951.
Tanner V. The problems of an esker. Kõllaž jokk'gaecce in Petsamo, Lapland.— Fennia. 38, 1928.
Tanner V. On the Nature of the Salpauselkä Ridges in Finland.— Fennia, 58, 3, 1933.

А. А. АЛЕЙНИКОВ
Ленинградский гос. университет

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ В ИХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ

На территории северо-запада Русской равнины широко распространены образования, возникшие в ходе отступания последнего ледника, называемого валдайским или вюрмским. К этим образованиям относятся основная или донная морена, друмлины, конечные морены, холмистый моренный ландшафт, камы, озы, флювио- и лимногляциальные отложения. В связи с тем, что отступавший край ледника колебался или осциллировал, создавались сложные сочетания краевых образований, отражавшие те или иные условия рельефа коренных пород. Под осцилляцией мы понимаем вызывавшееся похолоданием климата обратное продвижение отодвинувшегося ледникового края и его последующее таяние. При каждом таком продвижении край ледника занимал только часть оставленной перед этим территории. Вследствие этого последовательно возникавшие по пути его отступания пояса краевых образований частью перекрывали друг друга, или, иначе говоря, чешуйчато заходили один за другой. При этом пояс, возникший при более поздней осцилляции и потому лежавший вверху, распространялся обычно по поверхности донной морены, отложившейся при более ранней осцилляции и потому залегавший внизу. Только по значительным понижениям рельефа коренных пород, по глубоким древним ложбинам край ледника при обратных продвижениях неоднократно достигал прежних положений и оставлял свои отложения. Вот почему, вскрывая в таких местах буровыми скважинами толщу ледниковых отложений, мы видим, что эта толща бывает представлена комплексами отложений из донной морены, флювио- и лимногляциальных отложений, чередующимися между собою.

Следует отметить, что, вскрывая подобные толщи, мы встречаем в них не только наиболее простые осцилляторные комплексы, но и состоящие из последних более сложные стадиальные комплексы, перекрывающие друг друга. Стадиальные комплексы разделяются межстадиальными отложениями, в составе которых присутствуют озерные, а в ряде случаев и торфяно-болотные образования. Характерно, что такое строение ледниковых отложений присуще не только толще последнего оледенения, но и более древним, в том числе и той толще, которую одни исследователи относят к самостоятельному московскому оледенению, а другие — к днепровскому.

Пояса краевых образований последнего валдайского оледенения, сменяющие друг друга по пути его отступания, не являются одинако-

выми. Некоторые из них отличаются большей мощностью и лучшей геоморфологической выраженностью. Такие пояса доминируют над сопутствующими им менее значительными поясами и выделяются среди них как главные.

Среди главных поясов по своей мощности и выдержанности выделяется тот, который тянется в бассейнах рек Ловати и Западной Двины и давно известен в литературе как Главный конечноморенный пояс. Этот пояс огибает с юга и юго-востока обширную Приильменскую впадину, простираясь на Валдай и далее к северо-востоку. Он совпадает с протяжением карбонового уступа, который, как известно, в пределах северо-запада Русской равнины тянется сначала в верхнедевонских породах, а далее к северо-востоку — в каменноугольных.

Весьма примечательна западная часть Главного конечноморенного пояса, охватывающая с юга низину, прорезаемую р. Ловатью. Эта часть пояса представлена развитыми и геоморфологически хорошо выраженными конечными моренами, холмистым моренным ландшафтом, камами и озами. Не менее развиты и сопутствующие перечисленным образованиям и генетически с ними связанные флювио- и лимногляциальные отложения с соответствующими им формами рельефа — ложбинами талых ледниковых вод, впадинами озерно-ледниковых бассейнов с их береговыми валами и другими образованиями.

Особенно характерен и колоритен тот участок Главного пояса, где конечная морена суглинистого с поверхности сложения выражена вытянутой всхолмленной возвышенностью с небольшими на ней котловинными озерами. Этот участок тянется западнее Великих Лук и несколько южнее Новосокольников. По имени расположенного здесь с. Окны конечную морену можно было бы назвать окновской. Однако следует отметить, что по своему протяжению к западу и востоку конечноморенная возвышенность вскоре теряет отчетливые очертания и, расширяясь, сливается с холмистым моренным ландшафтом, который затем становится преобладающим генетическим типом краевых образований на многих участках Главного конечноморенного пояса. Полоса этого ландшафта в наиболее возвышенной и пересеченной части имеет в поперечнике до 3—5 *км*. Если же считать и прилегающие к этой части менее всхолмленные и более пологие участки, то вся полоса в целом имеет в ширину до 8—10, а местами и до 12 *км*.

Главный конечноморенный пояс по своему протяжению не прямолинеен. Напротив, он имеет изогнутое протяжение. В этом отношении в западной части Русской равнины обращает на себя внимание тот его участок, который занимает район Освея — Себеж — Идрица — Пустошка. Интенсивная изогнутость протяжения здесь свидетельствует о расчленении края ледника во время таяния. Ледниковый край распространялся по понижениям рельефа коренных пород к югу и юго-западу в виде небольших языков или лопастей. На месте этих лопастей, в «выпаханных» ими плосковогнутых впадинах, отложилась затем донная морена, а в межлопастных пространствах на возвышениях коренного рельефа при создавшихся благоприятных условиях формировались камы. У своих окончаний лопасти обваловывались напорными конечными моренами. Пример указанного сочетания краевых образований в связи с особенностями рельефа коренных пород мы находим в районе Себеж — Освея, где камовая полоса протяженностью до 25 *км* разделяет две впадины, в одной из которых обособилось самое большое в Северной Белоруссии Освейское озеро, подпруженное с юга конечной мореной.

В тех же межлопастных пространствах, но на более обширных повышениях коренного рельефа, создавались условия для возникновения камов на сравнительно большой площади, протяженностью до 12—

15 *км* и более. Примером может служить район с. Заваруйки, лежащий северо-восточнее Себежа. Здесь крупные и мелкие песчаные холмы и другие формы в их разных сочетаниях, с пятнами валунного суглинка на их поверхности, с небольшими среди них озерами создают характерный камовый ландшафт. В этой области камов наиболее живописна местность Гачи.

Нельзя не отметить и тянущихся восточнее камовой области грандиозных озов в виде крупных валообразных песчаных образований с относительными высотами до 30—40 *м* и длиною до 3—5 *км* и более. Особенно выделяются озы, простирающиеся северо-восточнее г. Идрицы, у с. Гребло и оз. Белого. Примечательно также озеро, тянущееся южнее того же города (у сел. Мостищ и Пожинок). По имени г. Идрицы упомянутые озы, а равно и простирающиеся здесь другие можно было бы называть идрицкими.

Отмеченные образования — конечно-моренные, камовые, озовые — сопровождаются по своей внешней (дистальной) стороне развитыми флювио- и лимногляциальными отложениями. Большая мощность этих отложений, их широкое распространение и отчетливо выраженные в них фациальные изменения имеют место в районе Изоча-Невель. Здесь эти отложения генетически связаны с отмеченной выше окновской конечной мореной, простирающейся несколько севернее Изочи. Отличительной чертой тех же отложений является и то, что в связанных с ними отрицательных формах рельефа обособилось множество больших и малых озер, некоторые из них, например Черепет и Язно, образовались на дне древних ложбин, выработанных талыми ледниковыми водами. Первое из них имеет в длину до 12 *км*, а второе — до 14 *км*, при ширине того и другого до 0,5 *км*.

Подытоживая наше краткое изложение о Главном конечноморенном поясе на рассмотренном участке, можно сказать, что по сохранности, мощности, геоморфологической выраженности и отчетливой закономерности в сочетании его образований данный участок следует рассматривать как один из показательных. Понятно, что подобными чертами обладают и другие участки пояса.

Главному конечноморенному поясу сопутствуют менее мощные, но все же достаточно хорошо выраженные конечноморенные пояса; два из них тянутся южнее, а один — севернее.

Северный пояс по своей мощности и выраженности мало чем отличается от Главного пояса, если иметь в виду возвышенную его часть, которая тянется западнее Приловатьской низины. Эта часть, как и Главный пояс, представлена конечной мореной в виде всхолмленной возвышенности с прослеживающейся на ней полосой крупных валунов, а кроме того, и сопровождающим возвышенность холмистым моренным ландшафтом, в пределах которого к северо-западу расположены Пушкинские горы. С участком конечной морены у с. Аксеново и у оз. Алё генетически связаны озы, по своей величине мало чем уступающие идрицким. Из-за большой живописности район оз. Алё и окрестности расположенного здесь же с. Кудоверь заслуженно пользуется у местного населения славой «кудоверьских чудес».

Юго-западнее «кудоверьских чудес» расположены камы, которые по занимаемой ими площади и отчетливой выраженности могут быть сравниваемы с отмеченными выше камами в местности Гачи. Среди них обособились небольшие озера, на поверхности видны суглинистые пятна с крупными и мелкими валунами. По находящемуся вблизи г. Опочка, их можно было бы назвать опочецкими.

Конечноморенные образования в районе с. Кудоверь, оз. Алё и населенного пункта Бежаницы доминируют над прилежащей местностью. Это связано, видимо, с тем, что они сформировались на возвышениях

коренного рельефа. Последние же имеют в этом районе «островное» распространение. На одном из таких возвышений, несколько удаленном от кудоверьских и бежаницких высот, возникли и опочецкие камы. В то время, как по линии упомянутых высот сосредоточивались активные массы ледникового края, на возвышении рельефа коренных пород района Опочки сосредоточивались отчленившиеся от того же края массы льда, обусловившие затем формирование камов. В данном случае для объяснения опочецких камов применима теория Флинта, которую К. К. Марков применил в свое время для объяснения ленинградских камов.

Отмеченный пояс краевых образований сопровождается флювио- и лимногляциальными отложениями, которые, однако, не имеют такого развития, как аналогичные им образования, сопутствующие Главному конечноморенному поясу. Поэтому названные пояса сближены и вместе охватывают с юга и юго-запада Приловатьскую низину, вмещавшую ледниковый язык на разных этапах его отступания.

Описанию образований этого языка была посвящена содержательная статья С. В. Яковлевой под названием «Ловатьский ледниковый язык» («Труды Советской секции ИНКВА», 1937, вып. 1).

Пояса краевых образований, сопутствующие Главному поясу с южной стороны тянутся уже не на повышении рельефа коренных пород, а в области его значительного понижения, которому в современном рельефе соответствует обширная полоцкая впадина, прорезаемая средним течением р. Западной Двины. Вследствие этого, а также и потому, что образования поясов, в особенности простирающегося по северной окраине упомянутой впадины, были подвержены воздействию талых ледниковых вод при формировании Главного пояса и частью перекрывались отложениями этих вод. В целом эти пояса менее отчетливо выражены, чем предыдущие, и на отдельных участках как бы замаскированы.

Они также выделяются по тем же конечным моренам, но последние бывают размыты и представлены лишь скоплениями крупных валунов, не поддававшихся перемещению талыми водами и оставшимися на месте. Прослеживаются они и по хорошо сохранившимся участкам холмистого моренного ландшафта, по камам, озам и сопутствующим им флювио- и лимногляциальным отложениям. Последние, в частности, ленточные глины, занимают большие площади по среднему течению Западной Двины, в той же полоцкой впадине. Однако в пределах этих поясов их некоторые участки отличаются удивительной сохранностью своих образований и их прекрасной геоморфологической выраженностью. Примерами могут служить холмистый моренный ландшафт у большого оз. Нещедро, камы — в районе с. Усвят, в окрестностях городов Витебска и Городка, конечные морены и холмистый моренный ландшафт — на левобережье Западной Двины, южнее Полоцка, где их всхолмленная полоса с большими и малыми среди них озерами тянется параллельно течению реки через села Крыжи, Гереберг, Бикульничи, Конаши, Воронеч, Ветрино. Протяжение полосы по линии перечисленных селений доходит до 40—45 *км*.

Мы выделили четыре пояса краевых образований и при этом больше касались положительных форм их рельефа и меньше отрицательных — впадин, котловин, рытвин, древних ложбин, в которых зародилась и оформилась современная гидрографическая сеть. Многочисленность этих образований, их сохранность и нередко значительные размеры, а отсюда и развитие озерно-речной сети, являются общими для всех поясов и разделяющих их пространств. Эти особенности гидрографической сети служат поэтому немаловажным критерием в выделении самих поясов краевых образований.

Обозревая полосу упомянутых выше больших и малых озер, тянущуюся на левобережье Западной Двины, можно вместе с этим проследить и самый южный пояс краевых образований, описанных выше. Несколько севернее, в полоцкой впадине, по ряду озер и р. Дриссе, использующей ложбину ледниковых вод, намечается второй пояс. По еще более значительной полосе крупных и малых озер, тянущейся севернее, подходим к выделению Главного конечноморенного пояса. Характерные лопастные озера Алё, Ужо и другие выделяют самый северный пояс.

Главный конечноморенный пояс и сопутствующие пояса, вместе взятые, образуют большую область свежих ледниковых холмисто-озерных ландшафтов в бассейнах Западной Двины и Ловати.

Каждый из поясов этой области возник при колебании или осцилляции ледникового края и знаменует небольшой этап в его отодвигании. Все пояса вместе составляют уже крупный стадиальный этап или стадию в отступании ледника, которую мы по бассейну Западной Двины, где распространены образования поясов, именуем двинской.

Аналогичная стадиальная полоса образований, но геоморфологически менее отчетливо выраженная, хуже сохранившаяся, тянется южнее области свежих ледниковых ландшафтов, в бассейнах Березины и левых притоков Западной Двины (березинская стадия). В этой полосе также выделяются более мощный пояс краевых образований (главный) и подчиненные ему менее значительные пояса; из них — два южнее и один, возможно два, севернее.

В свою очередь, севернее области свежих ледниковых ландшафтов также тянутся аналогичные стадиальные полосы, но менее мощные и лишь местами сравнительно хорошо выраженные. В пределах каждой из них также выделяются более мощный пояс (главный) и подчиненные ему менее значительные. Одна из таких полос тянется в бассейнах рек Шелони и Луги (лужская стадия), другая — севернее, в бассейнах Оредежи, Невы и Вуоксы (невская стадия) и третья — в пределах Финляндии и смежных с ней стран (финская стадия).

Присутствие более мощного и лучше выраженного Главного конечноморенного пояса в каждой стадиальной полосе служит важным геоморфологическим фактором, ориентирующим в выделении той или иной стадии и, стало быть, и в выяснении стратиграфии.

Образование главного конечноморенного пояса в каждой стадиальной полосе может быть связываемо с тем, что таяние края ледника при его колебаниях развивалось постепенно. Усиливаясь, оно достигало апогея и затем постепенно ослабевало. При стадиальных колебаниях оно достигало апогея после нескольких предшествовавших колебаний или осцилляций. Во время апогея размах колебаний ледникового края, или амплитуда его осцилляции, была наибольшей. Соответственно возникал и наиболее значительный пояс краевых образований, приобретавший по протяжению края ледника в связи с его таянием, при тех или иных условиях рельефа коренных пород свои характерные черты.

Стадиальные полосы краевых образований находятся в таком же стратиграфическом соотношении, как и составляющие их осцилляторные пояса, т. е. они чешуйчато заходят одна за другую. Состоящие из осцилляторных разностей, генетически связанные с ними моренные горизонты, распространяясь по пути отступания ледника, так же заходят один за другой.

В соответствии с таким соотношением стадиальных полос и их количеством по пути отступания ледника устанавливается ход этого отступания. Последний слагался из пяти крупных этапов (стадий), из которых каждый состоял из ряда небольших этапов (осцилляций).

Процесс отступания ледника обусловлен изменениями климата и в той или иной степени отражает ход этих изменений.

Промежутки времени между осцилляторными движениями края ледника были сравнительно малы — от десятков до сотен лет; в течение их отлагались флювио- и лимногляциальные отложения, в том числе и ленточные глины.

Периоды времени между стадиальными движениями ледникового края были более длительными — до одной и нескольких тысяч лет, в течение их сформировались озерные и озерно-болотные отложения, в том числе и торфяники.

Таяние ледникового края проходило в зависимости от рельефа коренных пород, как это неоднократно отмечалось при нашем изложении. Выше указывалось, что на наиболее возвышенных, пересеченных участках массы льда были менее мощными, чем в понижениях, интенсивнее таяли и затем отчленялись от ледника. Они, таким образом, превращались из активных ледниковых масс в неподвижные мертвые массы льда. В дальнейшем на их месте возникали камы, а в ряде случаев и мощные камовые области.

Камы входят составной частью в пояса краевых образований и вместе с ними служат не только геоморфологическим, но и стратиграфическим критерием в выделении стадий и осцилляций.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

Д. Б. МАЛАХОВСКИЙ и М. Е. ВИГДОРЧИК
Северо-Западное геологическое управление

НЕКОТОРЫЕ ФОРМЫ ЛЕДНИКОВОГО АККУМУЛЯТИВНОГО РЕЛЬЕФА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

В сложных комплексах ледниковых аккумулятивных форм рельефа северо-запада Русской равнины имеются образования, для обозначения которых до сих пор не существует определенных терминов.

Это относится, в частности, к рассматриваемым в настоящей статье платообразным повышенным участкам развития озерно-ледниковых отложений, расположенным в краевых зонах ледника и отличающимся от камов и других водно-ледниковых образований особенностями морфологии, строением и генезисом.

Впервые особое внимание такого рода формам уделил А. А. Алейников при геологической съемке в районе Осташкова и Великих Лук в 1932—1933 гг., назвавший их «конечноморенными плато». По всей вероятности, близкими к ним по происхождению являются камовые плато, описанные К. К. Марковым близ Ленинграда в 1931 г., а также «водно-ледниковые платообразные возвышенности», напоминающие «столовые горы» в Западной Карелии (Апухтин, 1953). О холмах из ленточных глин в бассейнах Волхова и Мсты упоминал Н. Н. Соколов в 1926, 1939—1940 и 1947 гг., рассматривая эти образования как гомологи камов. Аналогичные формы рельефа наблюдались О. Н. Элькин и В. А. Селивановой в бассейне Великой, З. А. Багровой и М. Е. Вигдорчиком на Бежаницких и Судомских высотах, а также Б. Н. Можаевым, В. Латвийской ССР А. И. Яунпутнинь установлено, что доминирующие высоты Видземской возвышенности сложены с поверхности озерно-ледниковыми отложениями. Подобные озерно-ледниковые плато были отмечены и в других районах Латвии (В. Вацеле и Я. Страуме). На Валдайской возвышенности, в верховьях рек Сяси и Рагуши близ деревень Озаднево, Никулино, Вошково и Звонец, платообразные или столообразные возвышенности, сложенные озерно-ледниковыми глинами и располагающиеся среди холмисто-моренного рельефа, были детально изучены А. Н. Александровой (1949—1953), назвавшей их «озерно-ледниковыми массивами». В последующие годы изучение этих форм рельефа проводилось в смежных районах Д. Б. Малаховским, И. В. Котлуковой, А. Н. Александровой, М. Е. Вигдорчиком, Б. А. Пырерко, Г. В. Николаевой, В. С. Кофманом и другими сотрудниками Северо-Западного геологического управления.

Что же представляют собой данные образования, зафиксированные многими исследователями в краевых ледниковых комплексах различных районов Северо-Запада?

Типичные столообразные возвышенности или озерно-ледниковые плато с плоской поверхностью и со склонами крутизной 10—35°. Относительная высота их колеблется в широких пределах: от 15 до 50 *м*. Наиболее широко распространены формы, площадь которых достигает 1—3 *км*^{2}; значительно реже встречаются возвышенности площадью 20—30 *км*^{2} (верховья р. Сяси и к западу от Великих Лук). Их очертания в плане весьма разнообразны, но в общем характеризуются простотой, отличаясь от сложных извилистых контуров камов. Некоторая фестончатость контуров плато обычно связывается с вторичным эрозионным расчленением. С поверхности плато сложены тонкодисперсными, горизонтально или неяснослоистыми, плотными, часто известковистыми озерно-ледниковыми глинами красновато-коричневого цвета; в отдельных случаях — тонко- и мелкозернистыми слюдистыми песками. Мощность этих осадков достигает 10—12 *м*. По склонам возвышенностей наблюдаются выходы морены и реже флювио-гляциальных песков (рис. 1).

Встречаются также плато, над поверхностью которых возвышаются одна или несколько вершин, сложенных мореной или флювио-гляциальными отложениями. Изредка на склонах подобных образований имеются террасы, также сложенные глинами. Наиболее крупные и высокие озерно-ледниковые плато являются вместе с тем и наиболее четко выраженными морфологически (рис. 2).

Рассматриваемые образования хорошо отличаются от камов дельт и холмисто-моренного рельефа на крупномасштабных топографических картах, благодаря характерному рисунку горизонталей.

Особенности морфологии столообразных возвышенностей по сравнению с камами хорошо видны и на тахеометрических профилях.

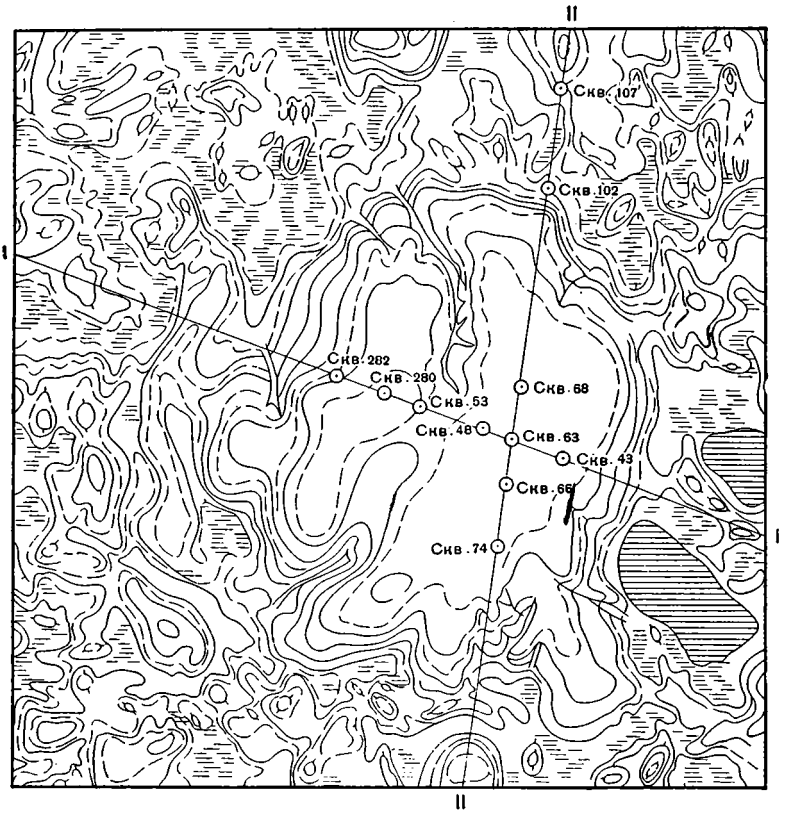
Аккумулятивные озерно-ледниковые плато хорошо выделяются на местности по составу первичной древесной растительности, связанной, по-видимому, с особым типом почв, развивающихся на тонкодисперсных глинах. Здесь произрастают редкие парковые леса, состоящие главным образом из широколиственных пород: дуба, клена, граба, ясеня, липы, орешника, а также осины.

Основной особенностью пространственного распределения платообразных озерно-ледниковых возвышенностей является их приуроченность к зонам краевых ледниковых образований, где они связаны с участками контрастного крупнохолмисто-моренного рельефа, реже с камами высоких уровней (рис. 3), занимая обычно господствующее гипсометрическое положение в том или ином районе. На рассматриваемой авторами территории они наблюдаются на абсолютных высотах от 150 до 300 *м*.

Суммируя итоги наблюдений ряда исследователей, обратим внимание на обстоятельства, важные с точки зрения выяснения генезиса интересующих нас форм.

Рассматриваемые образования 1) сложены горизонтально слоистым тонкодисперсным материалом озерно-ледникового генезиса; 2) не несут следов гляциодислокаций; 3) располагаются на максимальных для того или иного района абсолютных высотах, занимая, как говорят некоторые исследователи, «подвешенное положение»; 4) характеризуются значительными относительными высотами и крутыми склонами, которые, как правило, менее изрезаны, чем, например, склоны камов; 5) приурочены к участкам контрастного холмисто-моренного рельефа, камов и конечноморенных гряд.

Перечисленные особенности дают основание предполагать, что эти формы возникли в озерных водоемах, борта которых были образованы мертвым льдом.



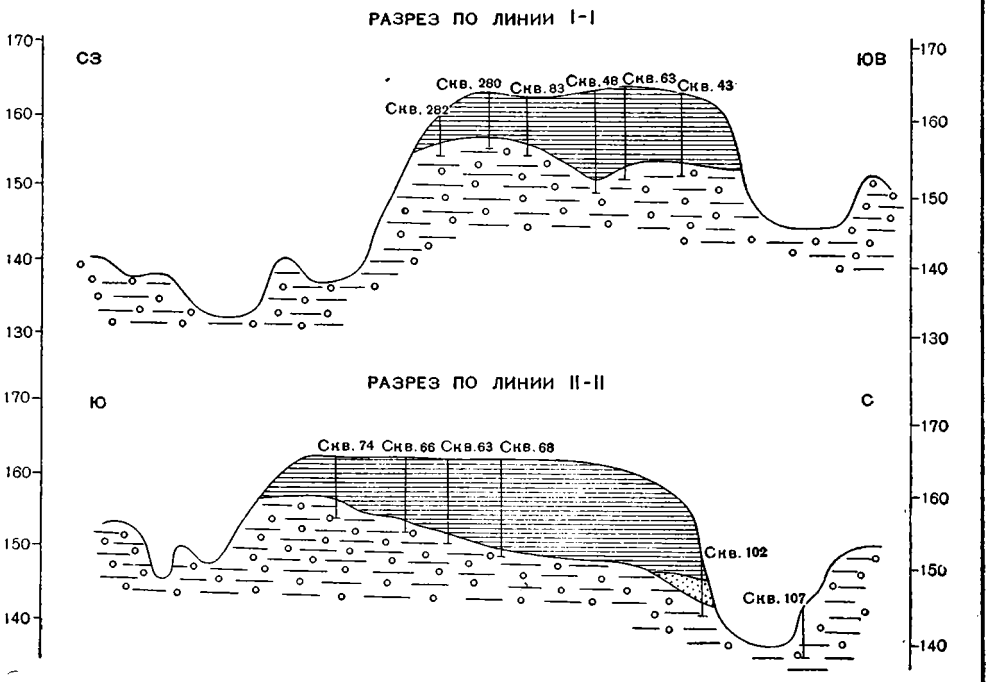
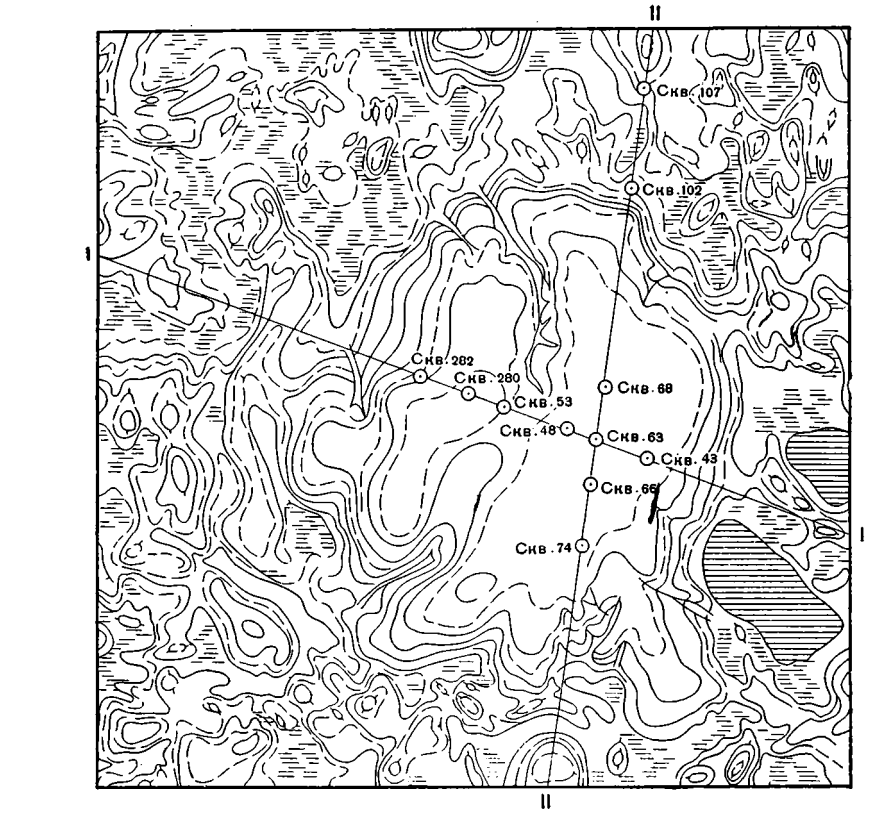


Рис. 1. Столообразная возвышенность в бассейне р. Ловать к юго-востоку от Великих Лук



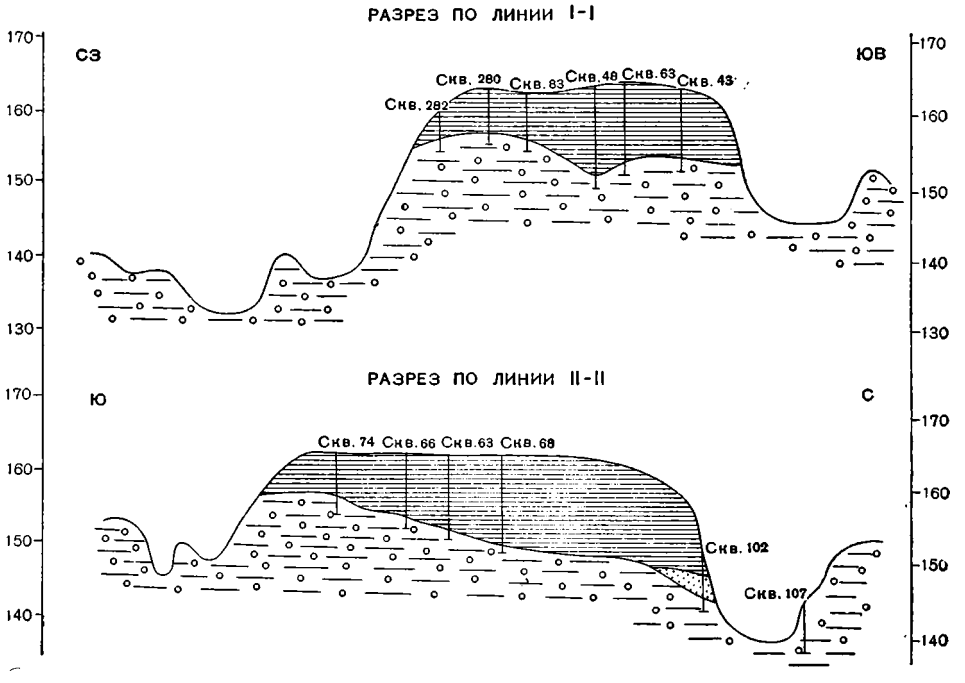


Рис. 1. Столообразная возвышенность в бассейне р. Ловать к юго-востоку от Великих Лук

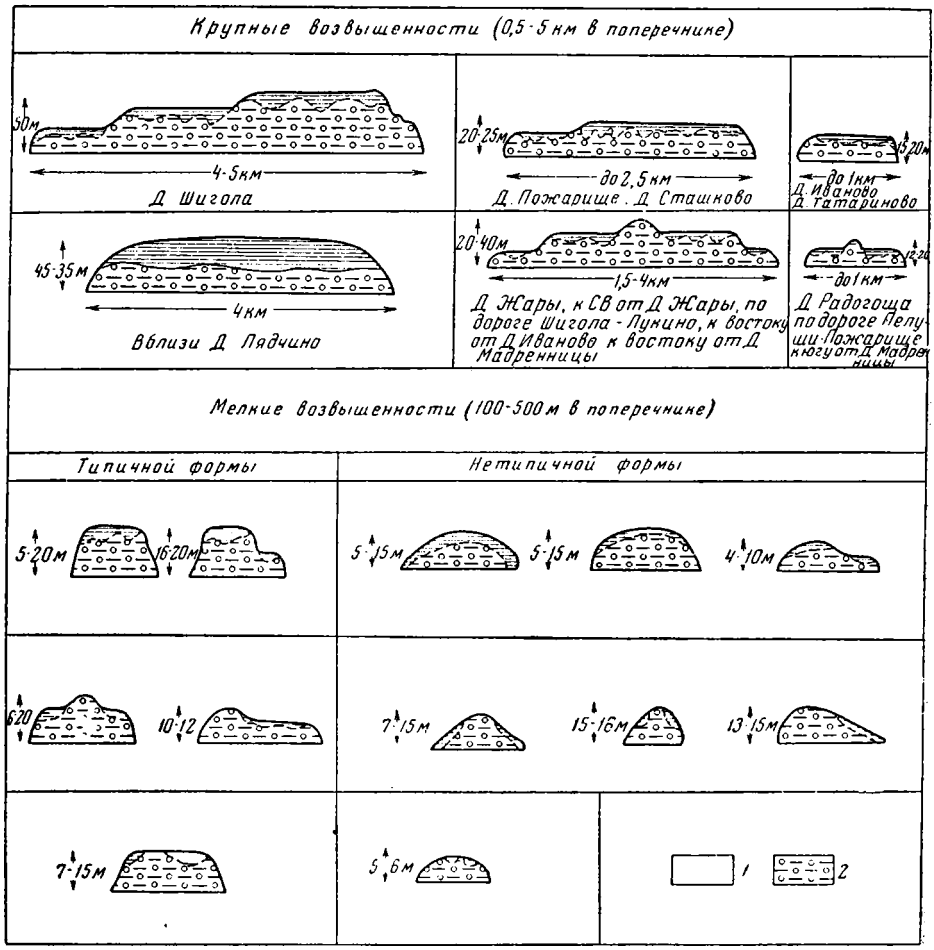


Рис. 2. Различные типы столообразных возвышенностей в Тихвинско-Боровичском районе (по А. Н. Александровой).

1 — озерно-ледниковые отложения; *2* — морена

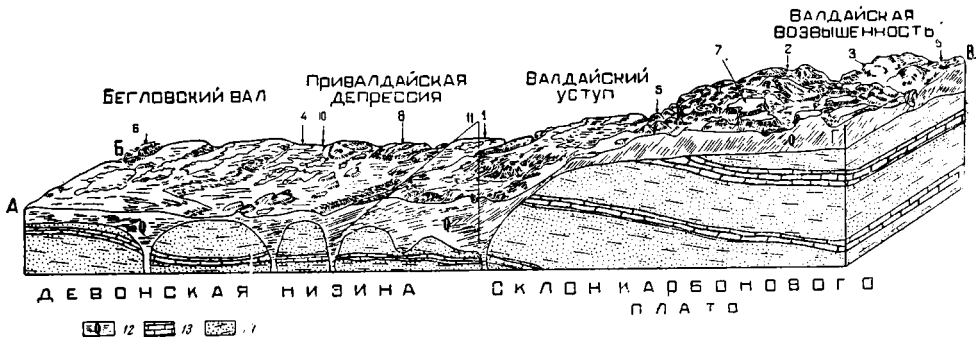


Рис 3. Соотношение столообразных возвышенностей с различными элементами рельефа в Восточном Приильменье (составитель М. Е. Вигдорчик).

1 — моренные равнины, абрадированные озерно-ледниковым водоемом; *2* — холмисто-моренный рельеф; *3* — конечно-моренные гряды (конечные морены); *4* — аккумулятивные озерно-ледниковые равнины; *5* — камы; *6* — озы; *7* — столообразные возвышенности; *8* — дельты; *9* — зандры; *10* — болотные равнины; *11* — древние доледниковые дельты; *12* — четвертичные отложения; *13* — карбонатные серии пород верхнего девона; *14* — песчано-глинистые отложения верхнего девона

Происхождение таких форм рельефа можно попытаться объяснить следующим образом: мощная, но неравномерная аккумуляция ледника привела к образованию контрастного холмисто-моренного рельефа, что способствовало сохранению глыб мертвого льда. При вытаивании льда вокруг вершин моренных холмов образовывались абляционные понижения, занятые ледниковыми озерами, где отлагались глины и тонкие пески. По мере таяния льда озера расширялись, увеличивался приток талых вод, а вместе с ними возрастало и количество приносимого обломочного материала. Причем в том случае, если борта ледяных ванн возвышались над моренными холмами, последние нередко оказывались погребенными под толщей озерных осадков.

Аналогичные озерные бассейны могли возникать и вокруг повышенных останцовых участков коренного рельефа или над ними, а также в результате подпруживания русел ледниковых потоков.

При окончательном освобождении территории от льда и спуске озер озерно-ледниковые отложения оказывались насаженными на моренные холмы или приподнятые останцовые участки доледникового рельефа, образуя описываемые плато.

Склоны возвышенностей, образовавшихся в такого рода ледниковых озерах являются очевидно так называемыми склонами ледникового контакта (по Р. Флинту и К. К. Маркову). Вместе с тем степень их расчлененности (даже с учетом последующей эрозии) значительно меньше той, которая характерна для склонов ледникового контакта камов Р. Флинта, что объясняется, вероятно, разницей в притоке вод. При образовании камов, судя по составу и мощности слагающего их материала, поступление талых вод было весьма значительным, и многочисленные потоки, впадавшие в локальный озерно-ледниковый водоем, обусловливали значительную изрезанность ледяных бортов последнего.

При образовании же озерно-ледниковых плато, занимавших, по-видимому, и в период формирования господствующее гипсометрическое положение, приток вод был существенно меньше, о чем свидетельствует состав осадков (в основном глины) и часто небольшая мощность последних.

Рассматривая вопросы генезиса столообразных возвышенностей следует допустить также, что в формировании их рельефа известную роль могли играть и процессы солифлюкции. Недавно, например, близкие по всей вероятности морфологические солифлюкционно-термокарстовые образования современных ледников описаны Э. Г. Коломыцем (1960) на Новой Земле.

Несмотря на весьма широкое распространение на территории северо-запада Русской равнины (рис. 4), описанные формы рельефа до сих пор не получили общепринятого названия. Существующие термины «камовые плато», «конечноморенные плато», «озерно-ледниковые плато» или «массивы», «столообразные возвышенности», «водноледниковые платообразные возвышенности», в известной степени, противоречивы и оказываются подчас сходными с терминами, употребляемыми для обозначения форм иного масштаба и генезиса (столовые плато Казахстана и так далее). В настоящее время геологи используют самые различные наименования этих форм, каждый раз оговаривая условность применения принятых названий.

Существующий разнобой в терминологии, по-видимому не случаен и связан с общей неразработанностью классификации краевых ледниковых форм рельефа.

В целях унификации авторы предлагают называть описанные в настоящей статье образования «звонцами» (звонец — Zvonets) по названию деревни Звонец Дрегельского района Новгородской области (см.

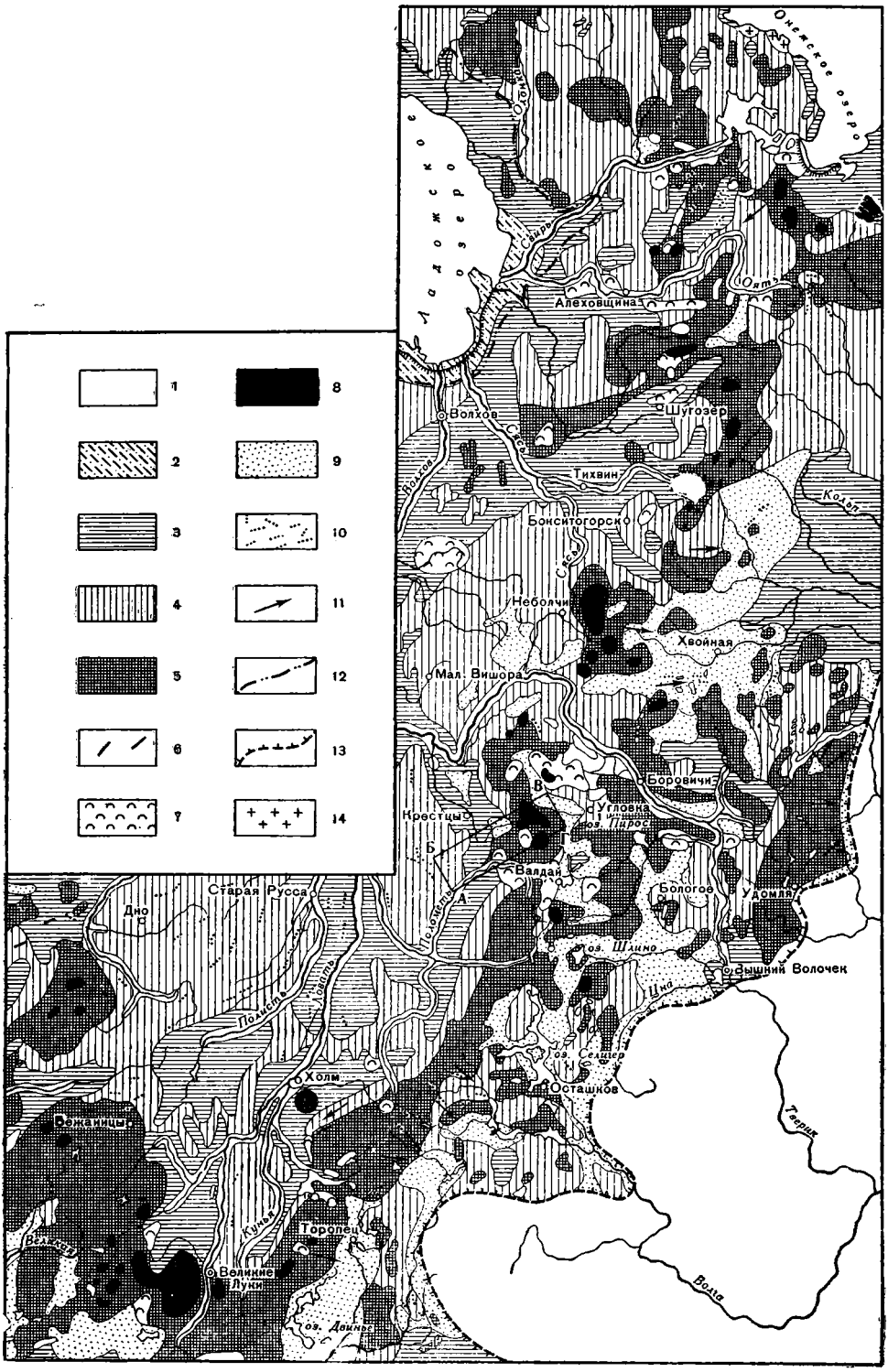


Рис. 4. Схематическая геоморфологическая карта валдайского пояса краевых ледниковых образований (составители Д. Б. Малаховский, В. М. Вигдорчик).

1 — долины рек; *2* — озерные равнины; *3* — озерно-ледниковые равнины; *4* — моренные равнины; *5* — холмисто-моренный рельеф; *6* — конечно-моренные гряды; *7* — камы и области развития камов; *8* — районы, где установлены столообразные возвышенности («звонцы») *9* — зандры; *10* — озы; *11* — направление стока талых ледниковых вод; *12* — граница максимального распространения Балтийского ледникового озера; *13* — граница валдайского оледенения; *14* — дочетвертичные отложения

административную карту Новгородской области масштаба 1 : 600 000, изд. 1959 г.), расположенной на одном из наиболее крупных и типичных озерно-ледниковых плато, исследованном А. Н. Александровой.

Вероятно, по мере дальнейшего изучения ледниковых образований северо-запада Русской равнины будут выявлены пока не известные особенности рассмотренных форм рельефа. Это поможет уточнить представление об условиях рельефообразования и осадконакопления в краевых зонах материковых ледников.

ЛИТЕРАТУРА

Алейников А. А. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 28. Западная половина и северо-восточная часть. Госгеолиздат, М., 1941.

Апухтин Н. И. Геоморфологический очерк центральной части Западной Карелии.— Изв. Кар.-Финск. филиала АН СССР, № 4, 1953.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Физико-географические условия ледникового периода. М.— Л., Изд. АН СССР, 1939.

Коломыц Э. Г. Приледниковые ландшафты современного покровного оледенения Новой Земли. Перигляциальные явления на территории СССР. 1960.

Малаховский Д. Б. Некоторые новые данные о рельефе и четвертичных отложениях северной части Валдайской возвышенности.— Производственно-технический бюллетень СЗГУ, № 1(4), 1959.

Малаховский Д. Б. Развитие рельефа северной части Валдайской возвышенности.— «Палеогеография четвертичного периода СССР» (к VI Конгрессу ИНКВА в Польше). Изд. МГУ, 1961.

Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. М., Географгиз, 1955.

Марков К. К., Благовещенский Г. А. Ландшафты Северо-запада СССР (преимущественно Ленинградской области) в их эволюции в позднe- и послеледниковое время. Ч. 1.— Проблемы физической географии, IV, 1937.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины.— Сборник под ред. Маркова К. К. К VI Конгрессу ИНКВА в Польше. М., 1961.

Соколов Н. Н. Основные черты рельефа Северо-запада Союза ССР и их развитие. Диссертация, 1949.

Яунпутнинь А. И. К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латвийской ССР.— Уч. зап. Латвийского Государственного унив., т. VII, 1956.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

Э. Ю. САММЕТ
Северо-западное геологическое управление

О СВЯЗИ СТАДИАЛЬНЫХ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ С ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТЬЮ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Наиболее характерной особенностью последнего валдайского оледенения является его ярко выраженная стадиальность. В связи с этим краевые образования этого оледенения имеют на территории северо-запада Русской равнины весьма широкое развитие. К настоящему времени в результате работ геологов Северо-Западного геологического управления (Д. Б. Малаховский, М. Е. Вигдорчик, Е. И. Хавин и др.), а также других исследователей, в частности, Н. Н. Соколова (1947, 1949), на рассматриваемой территории установлено шесть стадий отступания валдайского ледника (бологовская, едровская, вепсовская, крестецкая, лужская, сальпауселька) с разделяющими их пятью интерстадиалами (рис. 1).

Каждая стадия соответствует крупному региональному надвиганию, последующей остановке края ледника и началу его нового отступания, в ходе которого образовался соответствующий комплекс стадиальных краевых образований, сгруппированных в зоны. Такие полосы протягиваются в более или менее выраженном виде через всю рассматриваемую территорию. Кроме того, в пределах отдельных стадий можно выделить более мелкие и обычно менее четко выраженные в рельефе полосы краевых образований, означающие фазы стадий и осцилляции.

Задачи геологического картирования четвертичных отложений в пределах территории распространения валдайского оледенения требуют выявления, в первую очередь основных стратиграфических единиц — стадий и межстадиалов. Между тем критерии для выделения краевых стадиальных образований еще слабо разработаны, что приводит к недоразумениям и ошибкам, в частности, очень часто смешивают фазы и осцилляции со стадиями и т. д. Поэтому одной из практически важных задач является всестороннее комплексное изучение стадиальных ледниковых образований, с целью разделения друг от друга разновозрастных стадий. Ниже рассматриваются некоторые способы, применяемые автором для выделения границ стадий по анализу зависимости современной гидрографической сети от рельефа краевого ледникового комплекса.

Краевые образования на рассматриваемой территории представлены разнообразными морфологическими и генетическими формами: конечноморенными, холмисто-моренными и камовыми грядами, озами и продольными моренами. Как правило, все эти формы и типы рельефа объединены в зоны краевого комплекса, имеющие ширину от нескольких

десятков метров до нескольких десятков километров. В отдельных случаях, как, например, в северной части Валдайской возвышенности, наблюдается непосредственное слияние двух или ряда разновозрастных полос краевых стадиальных образований. Относительные высоты этих форм рельефа достигают местами 70—80 *м*.

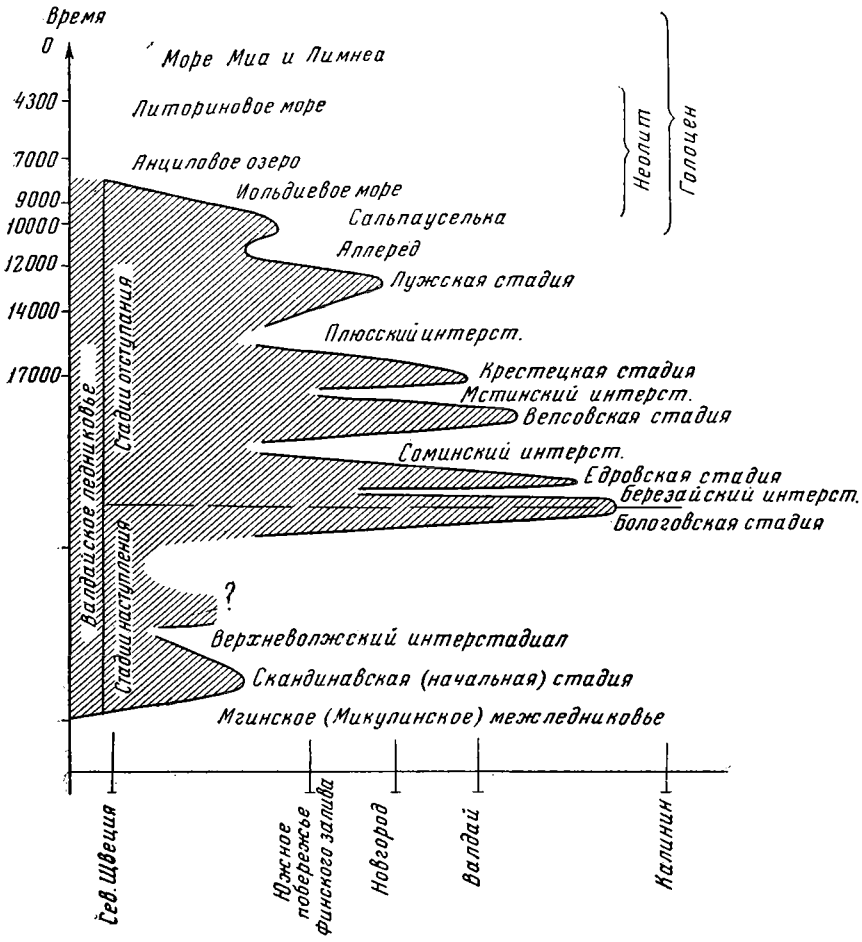


Рис. 1. Схема истории развития валдайского оледенения

Имеющиеся данные о вещественном составе отложений подтверждают выводы Е. В. Рухиной (1960) о преобладании песчано-гравийного и галечного материала в конечноморенных грядах. Валунные суглинки и глины в строении этих гряд играют второстепенную роль, и только к северной части Валдайской возвышенности увеличивается их доля в конечных моренах. Наиболее характерной формой конечноморенных образований являются как бы придвинутые вплотную друг к другу озовые гряды.

В пределах холмисто-моренных гряд наблюдается также значительное количество водно-ледникового материала. Камы, камовые конечные морены, продольные морены и озы почти целиком сложены песчаными и гравийно-галечными отложениями, иногда перекрытыми моренным чехлом, мощностью до 3—5 *м*.

Для выяснения связи гидрографической сети с рельефом рассмотрим этот вопрос сначала в теоретическом плане, а потом обоснуем практическими примерами.

Как известно, последнее межледниковье (мгинское, микулинское, эемское) было продолжительным, и в это время на территории Северо-Запада вырабатывалась гидрографическая сеть значительной густоты, которая в большой мере унаследовала древние доледниковые долины, но имела также свои собственные водотоки на поверхности рельефа послемосковского времени. С наступанием валдайского ледника эта сеть нарушилась, долины были перекрыты вначале ледником, а потом вытаявшим из ледника материалом. Свидетельством существования молодых межледниковых долин может служить наличие крупных песчаных и гравийно-галечных линз, залегающих под основной мореной валдайского ледника (бологовской стадии) или между моренами (в случае, если долина была выработана в более древних ледниковых отложениях), которые обычно принято считать внутри- или подморенными флювиогляциальными отложениями.

При прекращении отступания ледника на внешней его стороне в результате деятельности талых ледниковых вод такие долины рек были в значительной мере расширены и углублены. В дальнейшем участки долин превратились в озера, вытянутые, большей частью, в направлении движения ледника.

Вместо первичных межледниковых водоразделов зона стадиальных краевых ледниковых образований, как правило, становилась новым местным водоразделом. При этом, разумеется, играли роль также местные особенности рельефа. При дальнейшем продолжительном отступании края ледника, в межстадиальное время, в полосе между краем ледника и зоной его краевых образований снова начиналась выработка новой эрозионной сети. При этом здесь необходимо различать два случая: 1) направление стока от края ледника в сторону краевой зоны и 2) направление стока от зоны краевых образований в сторону ледника.

В первом случае реки нередко пользовались древними унаследованными доледниковыми долинами, которые, однако, были почти полностью заполнены молодыми ледниковыми и водно-ледниковыми осадками. По этой причине эродирующая сила рек была сравнительно невелика, а вследствие относительной краткости пути, реки были не в силах преодолеть полосу краевых образований. Они огибали зону краевых ледниковых образований с внутренней стороны, протекая приблизительно параллельно ей до тех пор, пока прокладывали себе новые русла через зону краевых образований или не поворачивали в обратную сторону. На местности этому случаю соответствует резкое дугообразное или почти прямоугольное изменение направления русла реки.

Во втором случае реки первоначально протекали от краевых ледниковых образований в сторону ледника, но на некотором удалении от краевой зоны, затем в результате встречных потоков талой воды они изменяли свое направление, в большинстве случаев на параллельное к краю ледника. В дальнейшем реки обычно находили себе выход через зону более молодых краевых образований.

Надо иметь в виду, что значительное развитие эрозионной сети может наблюдаться только в случае отступания ледника в течение длительного промежутка времени, т. е. во время межстадиала. В случае небольшого и менее продолжительного отступания ледника рассмотренные выше закономерности обычно не соблюдаются и могут иметь место лишь у притоков основных рек. Анализ расположения этой, более мелкой эрозионной сети может способствовать выделению местоположения более мелких подразделений стадии — фаз и осцилляций.

Нередко изгибы рек сопровождались старицами, к настоящему времени обычно совершенно заросшими. В таком случае именно исследо-

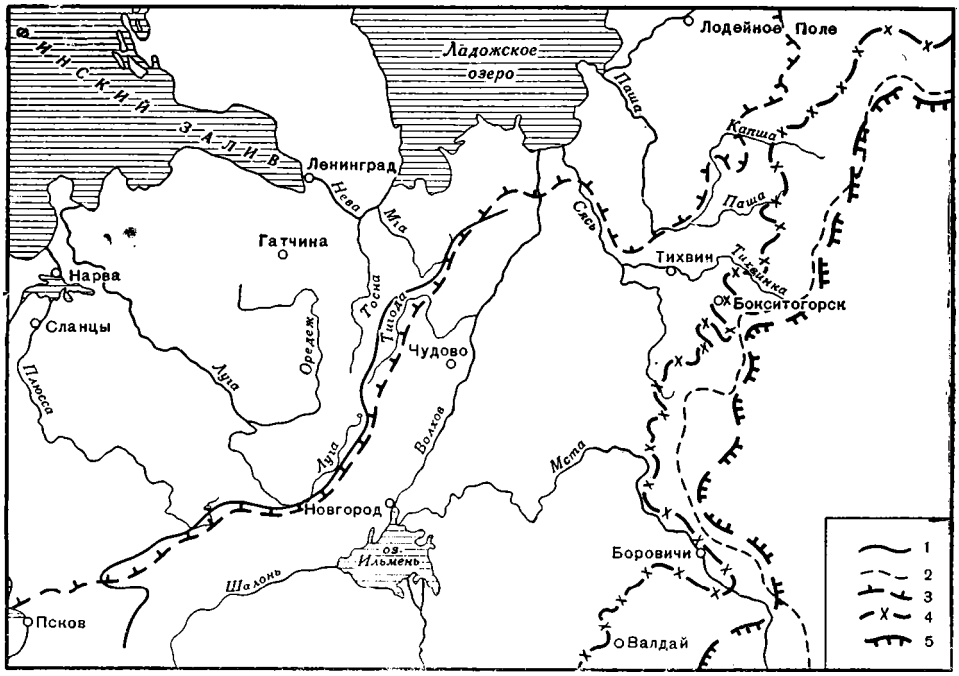


Рис. 2. Карта положения края ледника в различные стадии валдайского оледенения.

1 — линия местного водораздела между Ильменским озером и Финским заливом; *2* — линия водораздела между бассейнами Балтийского и Каспийского морей; *3* — граница максимального продвижения края ледника в лужскую стадию; *4* — граница максимального продвижения ледника в крестецкую стадию; *5* — граница максимального продвижения ледника в вепсовскую стадию

вание расположения стариц и установление первоначального направления реки позволяет выяснить палеогеографию межстадиального времени. Необходимо также иметь в виду, что, чем дальше друг от друга расположены соседние стадиальные краевые зоны, тем лучше могут проявляться особенности межстадиальной гидрографической сети. В случае же близкого расположения этих зон указанные закономерности становятся неотчетливыми.

Вероятно, в процессе анализа можно будет отделить друг от друга изменения в расположении гидрографической сети, вызванные и другими причинами: структурно-литологическими, неотектоническими и т. д.

В качестве примера сказанному выше можно рассматривать связь краевого комплекса ледниковых образований лужской стадии с современной гидрографической сетью. Граница максимального продвижения края ледника в эту стадию (совпадающая в общих чертах с границей IV новоледниковья С. А. Яковлева), как видно на рис. 2, довольно точно совпадает с линией местного водораздела между реками, впадающими с одной стороны в Финский залив, а с другой стороны — в оз. Ильмень. Это наблюдается даже в местах, где абсолютная высота водораздела не превышает 50—60 *м*. Таким же образом граница максимального продвижения ледника вепсовской стадии в основном совпадает с линией водораздела между бассейнами рек Балтийского и Каспийского морей. Аналогичные примеры можно привести и по другим стадиям. Совпадение линий современных водоразделов с границами максимального продвижения края ледника в различные стадии подтверждает сделанный выше вывод о том, что возникшие в ходе скач-

кообразного отступания края ледника зоны стадиальных краевых образований стали новыми местными водоразделами. Поэтому для установления границ отдельных стадий валдайского оледенения необходимо в первую очередь выявить все основные водоразделы в изучаемом районе и выделить среди них главные, могущие быть связанными со стадиальными передвижениями края ледника.

Дальнейшие исследования должны быть посвящены изучению направления речных долин.

Река Луга, например, в верхнем течении протекает параллельно внутреннему краю конечноморенных гряд, слагающих водораздел. Несмотря на общий уклон местности к югу, река была не в силах прорвать неширокую зону краевых лениковых образований и у ст. Передольской она течет в своей древней доледниковой долине, здесь заполненной ледниковыми и водно-ледниковыми осадками, мощность до 120 *м*. По этой причине направление течения реки стало обратным по сравнению с первоначальным направлением стока в древней долине. Аналогичная картина наблюдается у р. Оредеж, протекающей в верхнем и среднем течении в южном направлении, в основном, в унаследованной доледниковой долине. Перед грядами конечноморенных образований река круто поворачивается к западу, хотя древняя долина продолжается в прежнем юго-восточном направлении. Таким же образом ведет себя р. Плюсса с притоком р. Куреи.

Со стороны внешнего края конечноморенных образований лужской стадии нередко также наблюдается более или менее параллельное расположение русел рек по отношению к границе краевых ледниковых образований (реки Шелонь, Мшага, Кересть, Волхов и др).

Примером прорыва рекой гряд краевых ледниковых отложений с внутренней стороны лужской стадии может служить р. Тигода, левый приток р. Волхов; а с внешней стороны — р. Паша. В обоих случаях прорывы сопровождаются резким изменением направления течения указанных рек. Река Паша, протекавшая вдоль внешнего края ледника лужской стадии в древней долине юго-западного направления, оставила на месте прорыва несколько рядов стариц, как следствие того, что у д. Горки доледниковая долина реки была заполнена водно-ледниковыми осадками и перекрыта грядами камовых конечных морен, которые река не смогла преодолеть, хотя здесь ширина водораздела между современными реками Пашой и Сясью не превышает 200 *м*. В результате река в конце концов выработала новую долину, но уже в северном направлении.

Аналогичные примеры можно привести и по рекам, образование и развитие которых связано с краевой зоной ледника вепсовской стадии. Таким образом, на северо-западе Русской равнины обнаруживается тесная связь в развитии поздне- и послеледниковой речной сети в зависимости от особенностей и расположения краевых зон стадиальных ледниковых образований. Изучение связи между современной гидрографической сетью и рельефом может способствовать более детальному раскрытию палеогеографии времени валдайского оледенения. Необходимо только иметь в виду, что не всякое изменение направления речной долины связано с деятельностью ледниковой аккумуляции. Задача заключается в том, чтобы отделить друг от друга гляциальные, тектонические и другие факторы в образовании и развитии речной сети, а для выяснения положений края ледника в различные стадии использовать рассмотренные выше закономерности.

ЛИТЕРАТУРА

Алейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений Северо-Запада СССР. Л., 1960.

Арманд Д. Л. Естественный эрозионный процесс.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1955.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Изд. Львовского унив. Львов, 1960.

Зеккель Я. Д. О влиянии структурных особенностей на направление речных долин Русской равнины.— «Проблемы физич. географии», сб. XIII, 1947.

Личков Б. Л. О геологическом прошлом европейских рек.— «Проблемы физич. географии», сб. III. 1936.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— Труды ГГРУ, вып. 1, 1931.

Мещеряков Ю. А. О морфологической структуре северо-запада Русской равнины.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 5, 1950.

Рухина Е. В. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение— Труды Ленингр. об-ва естествоисп., т. 69, вып. 2. А., 1957.

Рухина Е. В. Основы литологии морен. Л., 1960.

Саммет Э. Ю. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области.— В сб.: «Палеогеография четвертичного периода СССР». 1961.

Соколов Н. Н. Принципы стратиграфии ледниковых отложений.— Изв. ВГО, вып. 1, 1947.

Соколов Н. Н. Особенности рельефа северо-запада Русской равнины и их влияние на ландшафты.— Сб. «Памяти акад. Л. С. Берга». Изд. АН СССР. М., 1955.

Шульц С. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной частей Русской платформы.— Труды Лабор. аэрометодов АН СССР», т. IV. 1958.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

Э. Э. РЯХНИ
Геологический институт АН Эстонской ССР

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

Покров четвертичных отложений Северной Эстонии создан в основном деятельностью последнего материкового льда и его талых вод. Радиальные озы и маргинальные краевые образования здесь хорошо выражены, а местами являются даже классическими. Первоначальная их форма сохранилась, в особенности на Пандивереской возвышенности, так как сюда не доходили воды послеледниковых водоемов Балтийского моря, да и послеледниковое время не было столь продолжительным, чтобы форма этих образований могла существенно измениться под действием прочих физико-геологических процессов.

Предшествующие исследователи (Hausen, 1913; Ramsay, 1929; Tammekann, 1940) при изучении краевых образований Северной Эстонии ограничивались лишь кратким описанием и изображением общей картины их распространения.

Частота распространения и рельефность озов и краевых образований в Северной Эстонии не одинаковы. В центральной части Пандивереской возвышенности озы встречаются часто, а маргинальные краевые образования редки и даже местами отсутствуют. На окраине возвышенности преобладают разнообразные маргинальные образования, а озы развиты слабо.

Принимая во внимание изменчивый облик озов (Ряхни, 1957), а также разнообразие их внутреннего строения (Ряхни, 1960), можно полагать, что озы Северной Эстонии образовались не в подледниковых туннелях, а в пределах краевой зоны активного материкового льда, в трещинах, открывающихся в приледниковые озера.

На возникновение озов вблизи края ледника указывает тесная связь их с различными краевыми образованиями. Можно говорить даже о существовании между ними генетической связи, вследствие чего часто бывает трудно различить, где кончаются озы и где начинаются камы, и наоборот. Иногда озы занимают центральное положение в отношении краевых образований, в особенности в Северо-Восточной Эстонии, где вокруг озов располагаются камовые террасы, сложенные ленточными отложениями (Rähni, 1959). Также и в случае типичных радиальных камов (Вийтна, Иллука) озы, сложенные гравием карбонатных пород, можно сказать, являются главными формами, вокруг которых и на которых находятся камы, сложенные кварцевым песком.

По морфологическим признакам краевые образования Северной Эстонии можно подразделить на гравийно-песчаные поля (зандры и флювиогляциальные дельты), холмистый рельеф, (рельеф конечных

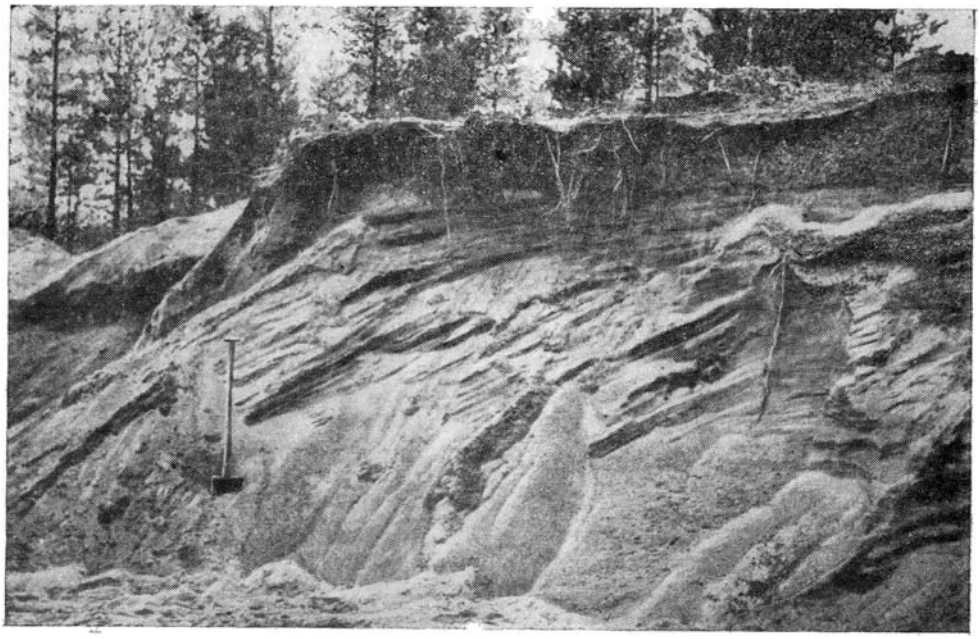


Рис. 1. Зандровые отложения у Кемба. Северная Эстония

морен), низкие гряды (конечные морены), крупные гряды высотой до 10 *м* и более (маргинальные озы, реже конечные морены), дугообразные гряды грядово-куполовидных форм (комплексы краевых образований) и маргинальные камы.

Кроме упомянутых форм рельефа, на рассматриваемой территории встречается в большом числе неопределенные и переходные формы и группы форм. Холмистый рельеф местами почти незаметно переходит в волнистый или в гравийно-песчаные поля.

Так как гравийно-песчаные поля в Северной Эстонии образовались в основном субаквально, то по форме и внутреннему строению они отличаются от классических зандров. Поверхность гравийно-песчаных полей здесь большей частью ровная или иногда расчленена термокарстовыми ложбинами. В отдельных случаях (например, флювиогляциальная дельта Кемба) наблюдается расчленение поверхности в виде следов размыва ледниковыми водами и наклона поверхности в дистальном направлении. Контуры североэстонских гравийно-песчаных полей в общем неопределенные; мощность наслоений довольно изменчива (1—10 *м*). Протяженность и форма гравийно-песчаных полей зависят в большой степени от древнего рельефа, неровности которого заполнялись водно-ледниковыми гравием и песком.

Северо-эстонские гравийно-песчаные поля состоят из разнообразных по своему гранулометрическому и петрографическому составу отложений. Наиболее крупный материал (галечник и гравий) образован карбонатными породами, а более мелкий (песок) большей частью состоит из кварцевых зерен. Слоистость отложений часто горизонтальная, местами параллельно наслоенные комплексы слоев чередуются с косонаслоенными комплексами (рис. 1).

Холмистый рельеф состоит не только из холмов, но и из гряд и куполовидных форм рельефа и связанных с ними разнообразных понижений. Относительная высота форм колеблется в среднем в пределах 1—5 *м*. Границы холмистого рельефа большей частью переходные, формы

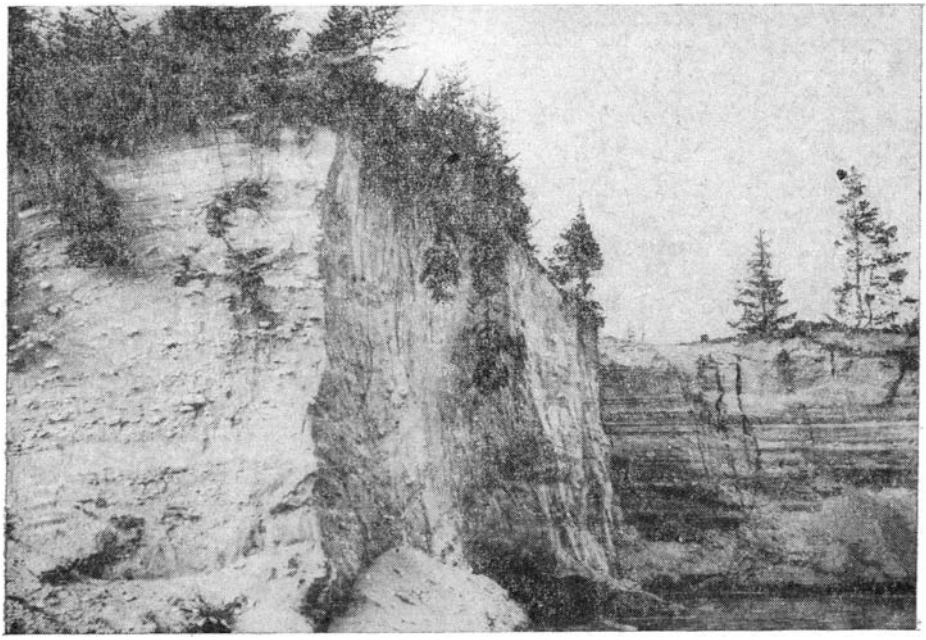


Рис. 2. Отложения маргинального оза Ристи-Паливере. Западная Эстония

рельефа постепенно уменьшаются в размерах и становятся более плоскими, и вместе с тем район холмистого рельефа сменяется ровным рельефом гравийно-песчаных полей.

В пределах холмистого рельефа распространены водно-ледниковые галечники и морена, реже пески. Формы, сложенные целиком мореной в холмистом рельефе, встречаются редко. Наслоение гравия разнообразное. На более волнистых участках встречается главным образом горизонтально-слоистый гравий. На участках с неспокойным рельефом наслоение отличается большим разнообразием и изменчивостью. В этих местах видны перекрещивающиеся косо наслоенные, диагональные комплексы слоев, падающие под разным углом, даже с нарушенной текстурой, перемешанные с мореной.

По строению и составу отложений низкие гряды в общем имеют сходство с холмистым рельефом. Различие состоит в том, что в отложениях низких гряд содержится больше щебнистого неперемытого галечника. Распространение низких гряд обычно связано с холмистым рельефом.

Отдельные крупные гряды и валы в большинстве своем состоят из хорошо перемытых и отсортированных ледниковыми водами отложений — Хуртья, Сауэвялья-Пюхамяэ, Ристи-Паливере (рис. 2) и т. д., а в единичных случаях также из морены — Вылумяги, Найстевялья.

Дугообразные цепи гряд и холмов состоят часто из разнообразных отложений. Местами отмечается некоторая связь между обликом и внутренним строением этих форм рельефа. Лучше выраженные гряды состоят из травия с меняющейся слоистостью и содержат в обилии гальку и валуны; в платообразных формах основным материалом являются пески или супеси, в основном горизонтально-слоистые. Округлые формы рельефа сложены преимущественно косо слоистыми гравелистыми песками. Часто создается впечатление, что дугообразные краевые образования являются в действительности узкими дугообразными камами (Юссъярве, близ Аэгвийду). В некоторых случаях дугу образует ряд куполов (Кику).

Маргинальные камы морфологически отличаются от холмистого рельефа лишь тем, что в камовом поле отдельные формы рельефа (купола, гряды, плато, ложбины и др.) более ясно отграничены друг от друга. Амплитуды высот камовых полей колеблются в бо́льших пределах (местами до 20 *м*), чем в районах с холмистым рельефом. Североэстонские маргинальные камы (из них наиболее хорошо выраженные Пунамя́э, Таганурга и др.) сложены главным образом песками; галечника содержится меньше. В общем галечник в камах более перемыт и отсортирован ледниковыми водами, чем в районе холмистого рельефа.

Радиальные камы (Иллука, Вийтна и др.) ориентированы в основном в том же направлении, что и расположенные среди них озы, а маргинальные камы располагаются перпендикулярно предполагаемому движению ледника.

Относительные высоты рельефа Северной Эстонии по сравнению с относительными высотами горных местностей малы, но, несмотря на это, рельеф местами оказывал большое влияние на движение ледника, формирование озов и краевых образований. Озы часто располагаются в древних ложбинах коренных пород (Паункюла, Коэравере-Раквере, Поркуни-Нээрути и др.) или на покатых участках древнего рельефа (Роэла-Мыдрику и др.). Резко выраженные краевые образования располагаются на окраине Пандивереской возвышенности (Аэгвийду-Койтярве, Кемба) или в понижениях и в местности с неспокойным древним рельефом (Хуртья, Мардиюри, Мянниквялья-Пукаметса и др.). Можно сделать вывод, что ледник, по крайней мере в период отступания, имел незначительную мощность. Последним объясняется также продвижение местных ледниковых языков и распространение различных по своей морфологии краевых образований. При существовании мощного и массивного ледника на краю его должны были бы формироваться крупные краевые образования большой протяженности, как это имеет место, например, в Сальпаусселькe в Финляндии, в Яманкангасе в Карелии и др.

Если все формы холмистого рельефа состоят из более или менее однородных отложений — гравия или песка, то образование их можно представить следующим образом.

После накопления морены или даже во время ее накопления край ледника вследствие таяния был тонким и неровным, и от него стали отделяться мертвые глыбы льда. Последовало интенсивное таяние льда, и потоки талых вод, текущие по краю ледника, покрыли гравелистым песком весь тонкий, неровный и трещиноватый его край, а также отделившиеся от него мертвые глыбы льда. Позднее стали таять погребенные под наносами ледяные глыбы, и таким образом ровная гравийно-песчаная местность превратилась в холмистую. Но местами ледник активизировался и снова начинал двигаться, и тогда перед краем ледника накоплялся водно-ледниковый материал в виде валов. Этим можно объяснить чередование холмов с маргинальными грядами, из которых отдельные могут относиться к так называемым годичным моренам (Мянниквялья, в окрестностях Куйвайыэ и др.).

Среди холмистого рельефа можно местами встретить и изолированные пятна моренного рельефа, валунные поля, небольшие песчано-гравийные поля, а также гравелистые слои в нарушенном залегании. Это показывает, что ледник местами даже надвинулся на холмистый рельеф. Возникает вопрос, почему ледник при своем движении через холмистый рельеф не разгладил его? И какое влияние оказывал ледник на формы рельефа, образованные рыхлыми отложениями?

В общем можно сказать, что ледник уничтожал более ранние формы рельефа и отложения тем полнее, чем меньшие размеры имеют соответствующие формы рельефа и чем меньше мощность отложений;

с другой стороны, чем больше мощность ледника и чем дольше он продвигался через рассматриваемую территорию. В данном случае необходимо учитывать, что ледник был маломощным и его подвижки сравнительно кратковременными.

Если отдельные формы холмистого рельефа состоят из разных хорошо перемытых и отсортированных отложений талых вод (одни из гравия, другие из песка), то надо полагать, что купола и холмики представляют собой прежние малые дельты. Они образовались перед краем ледника из материала, приносимого талыми водами с поверхности и из трещин ледника. В краевой части ледника, видимо, были более или менее постоянные трещины, и переносимый по ним материал, еще будучи в леднике, был сравнительно хорошо перемыт и отсортирован. Все это свидетельствует, что образование холмистого рельефа носило довольно сложный характер. В его формировании принимали участие два фактора: лед и талые воды ледника. Талые ледниковые воды отлагали принесенный ледником материал перед его краем в виде флювиогляциальных отложений и форм рельефа. Последние были затем преобразованы при таянии погребенного льда, а также в результате наступательного движения ледника. Следовательно, в конечном итоге на образование холмистого рельефа оказывал влияние лед.

На облик и внутреннее строение более пологих, даже ровных гравелисто-песчаных полей, как это имеет место на северном склоне Пандивереской возвышенности, лед не оказывал влияния. Это объясняется небольшой активностью ледника при образовании гравелисто-песчаных полей и наличием перед его краем постоянного бассейна талых вод.

При образовании крупных маргинальных гряд таяние льда и продвижение края ледника должно было достигнуть состояния равновесия. Край ледника стоял на одном и том же месте, но сам ледник находился в движении; сколько льда стаивало, столько его прибывало из области питания. Принимая во внимание размеры форм рельефа (относительные высоты более 10 *м*), можно полагать, что состояние равновесия края ледника продолжалось сравнительно долго, причем ледник должен был содержать довольно большое количество моренного материала.

В основном такой же стационарный характер край ледника имел и при образовании крупных куполов и холмов. Если при образовании гряд отложение материала происходило на широком фронте перед краем ледника, то образование форм рельефа округлых очертаний должно было происходить на отграниченных друг от друга участках. В первом случае талая вода стекала со всей поверхности края ледника или в виде частных параллельных потоков. При накоплении материала, слагавшего купола и бугорки, талые воды текли по одному определенному пути, вероятно, вдоль трещин. Изучение некоторых больших гряд (Мардиюри, к северу от оз. Ульясте) указывает, что вряд ли накопление их происходило все время в условиях стояния края ледника. Временами ледник надвигался на краевые образования, нарушая текстуру более ранних отложений, а частично даже стирая последние.

Еще в более тесном контакте находился край ледника при образовании дугообразных цепей с куполовидными и грядовыми формами рельефа (Мянниквялья-Пукаметса). Уже дугообразное очертание этих цепей говорит о присутствии активного ледникового языка во время их образования. Для получения более детального представления о формировании краевых образований Мянниквялья-Пукаметса необходимо учитывать геологическое развитие всего рассматриваемого района. Здесь распространены также ленточные глины. После отложения ленточных глин в приледниковом бассейне ледник снова продвинулся, нарушая их текстуру (карьер Пылула). Талые, воды, стекающие с края ледника, заносили песком и гравием даже часть друмлина Аравузе. Позднее

край ледника занял более определенное положение на плато Саэ и еще позднее на месте гряды Мянниквялья-Сави. На основании ритмичности чередования лент суглинков и супесей, образующих плато Саэ, можно заключить, что край ледника на этом месте находился около 100 лет. Восточная часть ледника, в древней долине Кунда, вернее, в ложбине коренных пород Кунда-Аравузе, снова продвинулась несколько вперед, но на линии Мянниквялья — Никри — Пукаметса задержалась довольно длительное время. В это время талые воды создали гряды, платообразные гряды, купола и т. д. Перед следующим отступанием ледника ледяные массы еще раз надвигаются, оставляя местами на рельефе морену (вероятно, внутреннюю) с крупными эрратическими валунами кристаллических пород. В основном также возникла и такие же формы рельефа приобрела и следующая дуга краевых образований. При последующем отступании ледника между этими дугообразными краевыми формами и краем ледника обособилось приледниковое озеро, которое прорвалось через краевые образования у Никри-Нывa и Никри-Рихула.

С описанными выше грядами Мянниквялья — Пукаметса аналогичны комплексы краевых образований Аэгвийду-Паукъярве, с той лишь разницей, что вытекающие из приледниковых озер воды здесь не выработали долин.

О ритмичном отступании ледника говорят не только дугообразные комплексы краевых образований, но и параллельно расположенные парные цепи гряд, валов и пр. в краевых образованиях с холмистым рельефом.

В некоторых случаях даже строение маргинальных камов говорит о ритмическом отступании ледника. Так, у камов Таганурга можно выделить четыре ритма отступания, о чем свидетельствуют параллельные цепи плато и гряд. В общем, чем медленнее отступает ледник, тем большей крупнозернистостью и неспокойной слоистостью отличаются водноледниковые отложения и тем резче выражены формы рельефа.

В случае пассивного и мертвого льда отложения талых вод перед краем ледника более мелкозернистые и формы рельефа более пологие, с ровными вершинами. Это можно хорошо проследить в Северо-Восточной Эстонии, где центрально расположенные озы (Ийзаку-Йыуга) окружены плато, состоящим из ленточных отложений (камовые террасы). Плато во время их образования находились в контакте с обрывистой стенкой ледника в течение длительного времени (местами около 200 лет). За это время в условиях спокойного осадконакопления образовались слои супесей и суглинков типа ленточных глин с однообразным гранулометрическим составом. Позднее, в связи с активизацией ледника и изменением климата, живая сила талых ледниковых вод увеличилась и на плато (камовых террасах) образовались купола, сложенные более крупным песком (типичные камы).

Все это показывает, что ледник в Северной Эстонии, отступая шаг за шагом, оставался в течение всего времени в основной своей массе активным.

ЛИТЕРАТУРА

Ряхни Э. Э. О морфологии озов в пределах Пандивереской возвышенности Эстонской ССР. (Тезисы доклада).— Научные сообщения. Институт геологии и географии АН Лит. ССР. т. 4, 1957.

Ряхни Э. Э. О генезисе озов Северной Эстонии.— Труды Ин-та геол. АН ЭССР, вып. V, 1960.

Hausen H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34, 3, 1913.

Ramsay W. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia, 52, 2, 1929.

Rähni E. Iisaku-Illuka ooside ala. Eesti Loodus nr. 1, 1959.

Tammekann A. Mannerjää viimane retsession ja otsmoreenid. Ettekannete kokkuvõtted (4. Eesti loodusteadlaste päev 18. ja 19. märtsil 1940 Tartus). Tartu, 1940.

К. Ф. КАЯК
Управление Геологии и Охраны недр при СМ Эстонской ССР

О КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ

К краевым образованиям Юго-Восточной Эстонии относятся Хааньяская и Отепяская возвышенности и полоса краевых образований Карула. Эти возвышенности являются основными районами развития холмистого рельефа и наибольшего накопления четвертичных отложений Эстонии, достигающих, в виде моренных и межморенных горизонтов нескольких оледенений и их стадий, мощности в 50—200 *м*.

Рельеф подстилающий четвертичные отложения в общем повышается в юго-восточном направлении (рис. 1). В западной части Отепяской возвышенности высота кровли дочетвертичных отложений составляет 50—70 *м* над уровнем моря; кровля имеет здесь примерно такую же высоту, что и кровля четвертичных отложений равнины, граничащей на западе с Отепяской возвышенностью. В восточной части возвышенности рельеф дочетвертичных пород имеет абсолютные отметки 90—115 *м*, что на 20—50 *м* выше, чем на равнинах, примыкающих к Отепяской возвышенности на востоке. В западной части краевых образований Карула высота кровли дочетвертичных пород 40—60 *м* над уровнем моря, а в северо-восточной достигает абсолютной отметки 80 *м*. Это значит, что в пределах полосы краевых образований Карула в рельефе дочетвертичных пород повышений не наблюдается. Значительно повышается кровля дочетвертичных пород в пределах Хааньяской возвышенности, где она достигает абсолютной отметки 100—150 *м*.

Интересно отметить, что в рельефе кристаллического фундамента в районе Хааньяской возвышенности (Шульц, 1958) и в юго-западной части полосы краевых образований Карула бурением также установлено повышение. Является ли это совпадение случайным, или обусловлено тем, что формирование краевых образований Хаанья и Карула связано с глубинным геологическим строением района — трудно сказать. Во всяком случае, по данным бурения, в районе Отепяской возвышенности аналогичные структуры кристаллического фундамента отсутствуют.

Наиболее значительные понижения в рельефе дочетвертичных пород (до 40—60 *м* ниже современного уровня моря) приурочены к древним погребенным долинам, которые в Юго-Восточной Эстонии в основном северо-восточного простирания. Местами погребенные долины выражены и в современном рельефе, например отепяская погребенная долина прослеживается в современном рельефе в виде впадин озер Пангоди, Ныуни, Пюхаярв и ложбин между ними.

Обычно в литературе (Hausen, 1913*а*, 1913*б*; Bekker, 1920; Tammekann, 1931; Luha, 1931; Орвику, 1955, и др.) многие авторы описывают возвы-

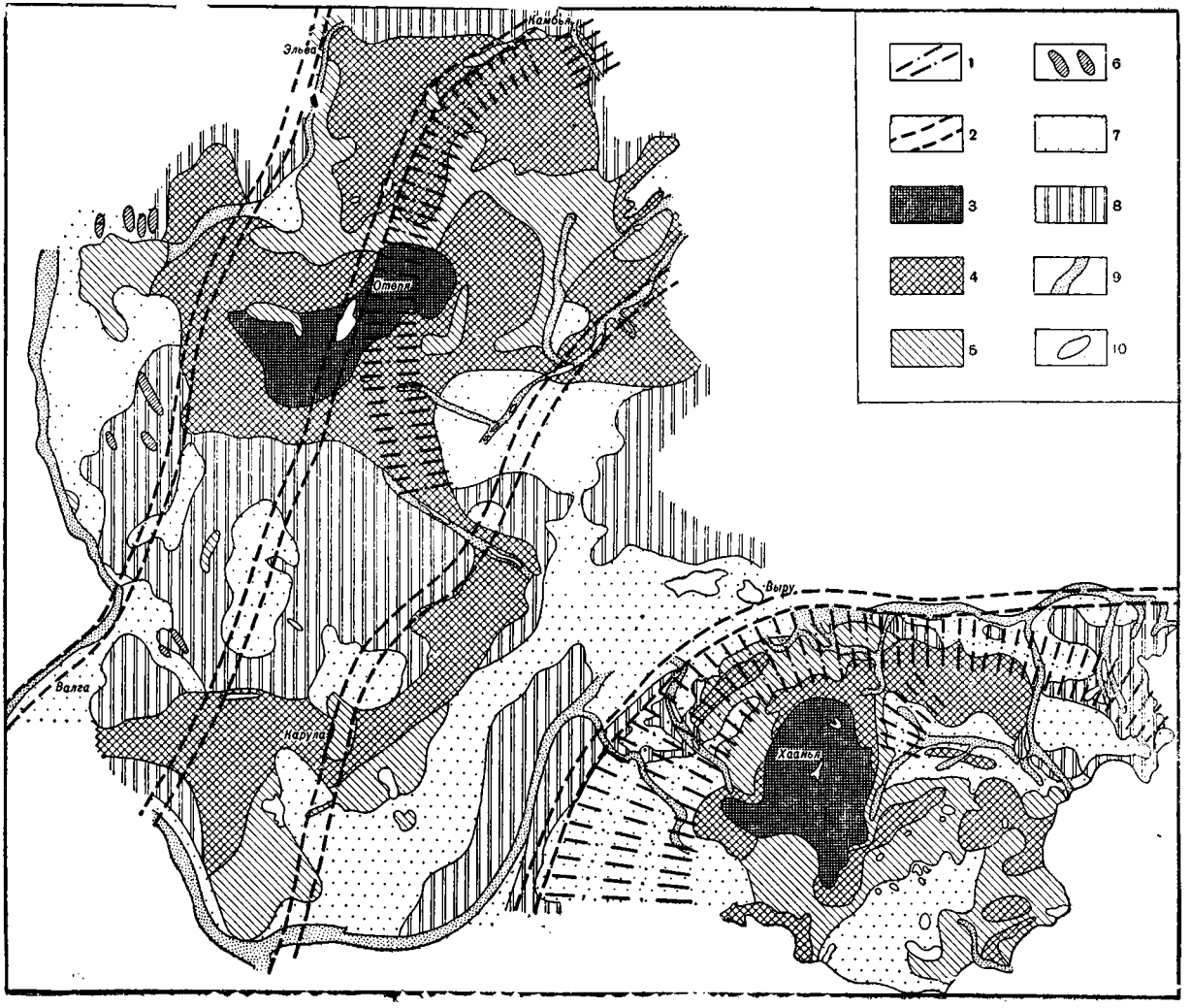


Рис. 1. Геоморфологическая схема краевых ледниковых образований Юго-Восточной Эстонии (Хааньяская возвышенность, по данным В. Лепасеппа)

1 — склоны в рельефе дочетвертичных пород; *2* — погребенные долины; *3* — крупно- и среднехолмистый наложенный камовый рельеф; *4* — средне- и мелкохолмистый моренный и камовый рельеф (местами с напорными ледниковыми образованиями); *5* — средне- и мелкохолмистый камовый (флювиогляциальный) рельеф; *6* — друмлины; *7* — зандровые поля и озерно-ледниковые аккумулятивные равнины; *8* — моренные равнины и абразионные озерно-ледниковые равнины; *9* — долины стока талых ледниковых вод; *10* — озера

шенности Юго-Восточной Эстонии как холмисто-моренный рельеф. В последнее время Э. Хангом и В. Лепасеппом (Hang, Lepasepp, 1961) на основании картирования почв были впервые сделаны попытки геоморфологического районирования Отепяской и Хааньяской возвышенностей.

В настоящей статье затрагиваются вопросы геоморфологического районирования краевых ледниковых образований Юго-Восточной Эстонии на основании данных геологического строения отдельных форм рельефа. Эти данные получены в результате геолого-съемочных и буровых работ, проводимых автором в 1952 г. в полосе краевых образований Карула и продолженных в течение 1960—1961 гг. в пределах Отепяской возвышенности. Геоморфологическое описание Хааньяской возвышенности основывается на данных В. Лепасеппа.

Краевые ледниковые образования Юго-Восточной Эстонии представлены сложным сочетанием камов, моренных холмов, озовых гряд, напорных ледниковых образований, зандровых полей, моренных и озерно-ледниковых равнин. Среди них преобладают камовые образования.

В этой части территории можно различить два типа камов: *флювиогляциальные* и *лимногляциальные*. Из них преобладают флювиогляциальные камы. Они сложены флювиогляциальными песчано-гравийными отложениями (рис. 2*а*), нередко частично или целиком покрытыми моренной оболочкой (рис. 2*б, 3*). Лимногляциальные камы — это холмы, состоящие из песчано-глинистых ленточных отложений (рис. 2*в*), иногда покрытые чехлом абляционной морены (рис. 2*г*). Лимногляциальные камы встречаются редко.

Наряду с камами широко развиты и моренные холмы. Для них характерны относительно пологие склоны и, как правило, незначительные относительные высоты; если высота камов достигает 15—25 *м*, то высота моренных холмов не превышает обычно 5—10 *м* (рис. 2*д*).

Озовые гряды встречаются редко. Они достигают длины в несколько сот метров. Напорные образования представлены холмами, в слоистых отложениях которых наблюдаются «складки», «сбросы», крутое падение и смятие слоев (рис. 2*е*); иногда они сложены более древними моренами и водно-ледниковыми отложениями, чем покрывающая их морена (рис. 2*ж*).

В наиболее высокой центральной части Отепяской возвышенности, в пределах крупно- и среднехолмистого рельефа развиты разнообразные, довольно сложные формы рельефа, которые можно назвать «наложенными камами».

Так, среди крупных холмов (25—60 *м*), нередко встречаются холмы, моренное коренное ядро которых покрыто озерно-ледниковыми песчано-глинистыми ленточными или флювиогляциальными песчано-гравийными отложениями или даже отложениями обоих генетических типов, т. е. на моренные холмы насажены лимногляциальные или флювиогляциальные камы (рис. 2*з*). Такие холмы отмечены, например, в районе Куутсемяги.

Встречаются и платообразные холмы, флювиогляциальные песчано-гравийные отложения которых покрыты лимногляциальными песчано-глинистыми ленточными отложениями, т. е. лимногляциальные камы насажены на флювиогляциальные камы (рис. 2*и*). Такие наложенные формы рельефа описаны, например, в районе г. Отепя.

Генезис наложенных камов представляется нам следующим образом. В ходе стаивания ледника в его краевой зоне образовались трещины, которые в начале заполнились мореной, затем песчано-гравийными отложениями талых текучих ледниковых вод и, наконец, когда среди мертвого льда образовались внутриледниковые озерные водоемы, в них накопились ленточные песчано-глинистые отложения. После окончатель-

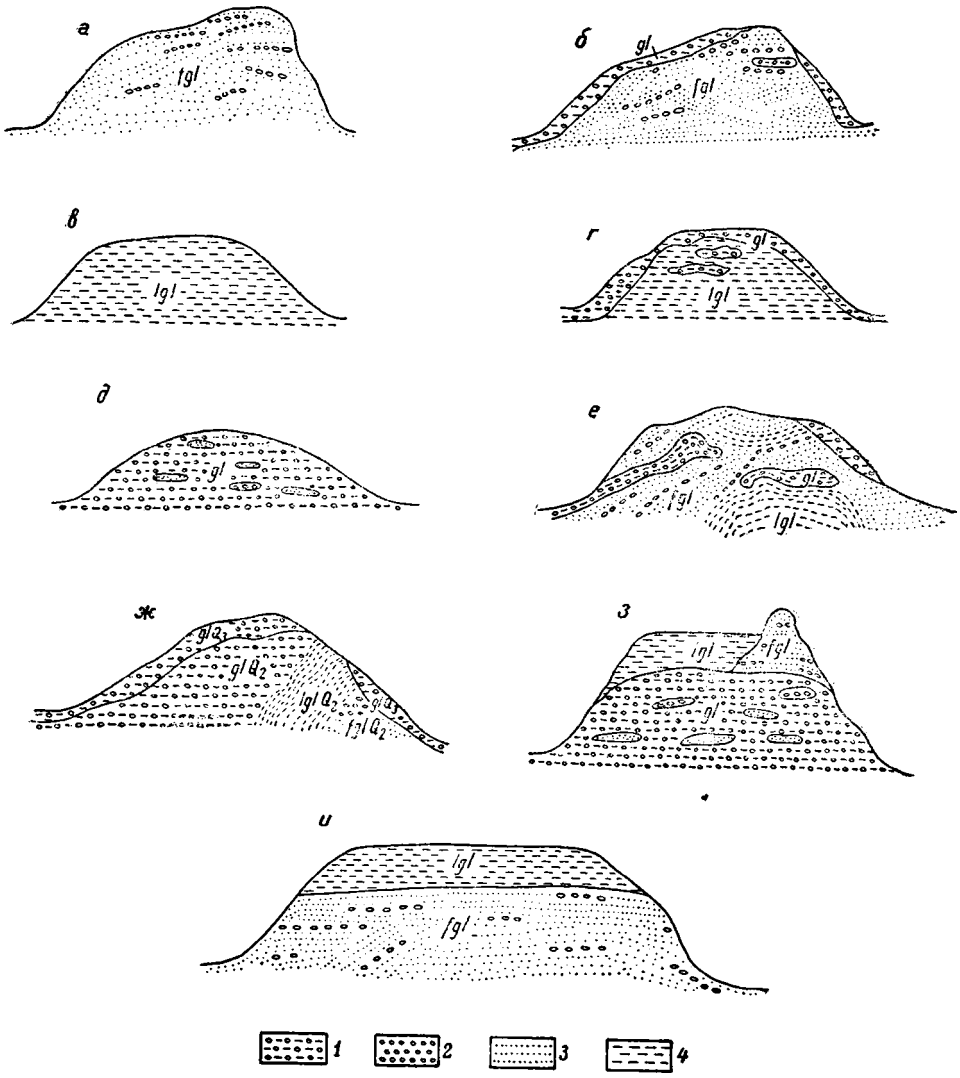


Рис. 2. Разрезы основных форм рельефа краевых ледниковых образований Юго-Восточной Эстонии.

а — флювиогляциальный кам; *б* — флювиогляциальный кам с чехлом из абляционной морены; *в* — лимногляциальный кам; *г* — лимногляциальный кам с чехлом из абляционной морены; *д* — моренный холм; *е, ж* — напорные ледниковые образования; *з* — наложенный кам (флювиогляциальный и лимногляциальный камы насажены на моренный холм); *и* — наложенный кам (лимногляциальный кам насажен на флювиогляциальный кам)

1 — морена; *2* — галечник; *3* — песчано-гравийные отложения; *4* — песчано-глинистые ленточные отложения

ного таяния льда весь отложенный материал осел на ложе ледника и образовал холмы, сложенные разнообразным материалом.

В проксимальной части краевых образований Отепя и Карула распространяется средне- и мелкохолмистый моренный и камовый рельеф с напорными образованиями; камы покрыты моренным чехлом (рис. 3), и вообще формы рельефа имеют пестрый литологический состав, т. е. наблюдаются следы воздействия активного льда.

В дистальной части этих краевых образований развит средне- и мелкохолмистый моренный и, в частности, камовый рельеф, т. е. рельеф,

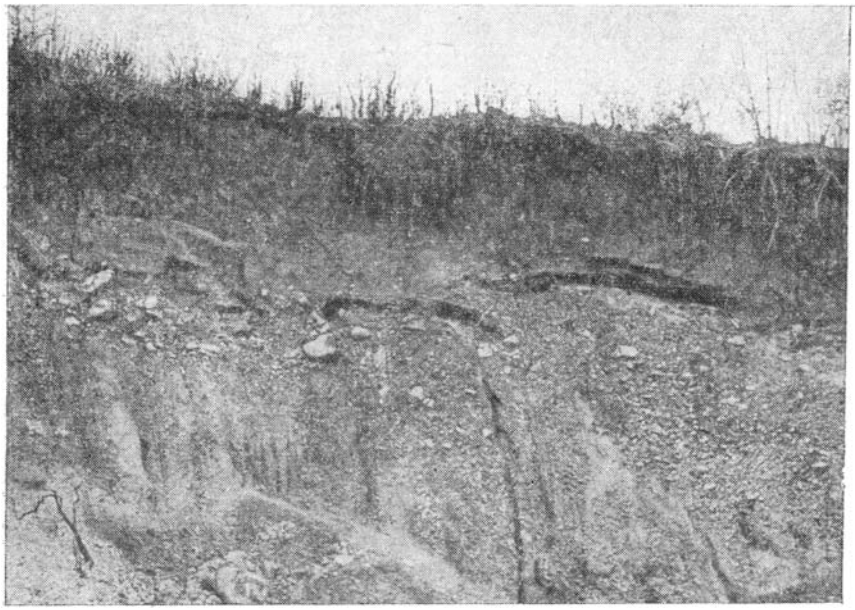


Рис. 3. Обнажение флювиогляциального кама близ пос. Рынгу. Флювиогляциальные отложения покрыты моренным чехлом.

сформировавшийся главным образом под влиянием пассивного, или мертвого, льда.

Следовательно, есть основание предполагать, что краевые образования Отепя и Карула сформировались в контактовой зоне активного и мертвого льда.

В пределах Хааньяской возвышенности В. Лепасеппом выделяются следующие районы:

крупных холмов и гряд в наиболее высокой центральной части возвышенности, состоящих из разных флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений и покрывающих их морен и ленточных глин;

средних и мелких холмов и гряд, состоящих из разнообразных отложений;

средних и мелких холмов и гряд (озов и камов);

зандровых и озерно-ледниковых равнин.

Следовательно, краевое образование Хаанья сформировалось, по В. Лепасеппу, главным образом в результате деятельности талых ледниковых вод.

Таким образом, в пределах краевых образований Юго-Восточной Эстонии можно выделить следующие полосы форм рельефа, в основном северо-восточного простирания (см. рис. 1):

крупно- и среднехолмистый наложенный камовый рельеф, занимающий более высокую центральную часть возвышенностей. Здесь преобладают озерно-ледниковые и флювиогляциальные камы на моренных холмах или озерно-ледниковые камы, наложенные на флювиогляциальные камы;

средне- и мелкохолмистый моренный и камовый рельеф. Встречаются моренные холмы и флювиогляциальные камы с моренным чехлом. Местами, особенно в проксимальных частях возвышенностей, развиты напорные ледниковые образования;

средне- и мелкохолмистый камовый рельеф с камами флювиогляциального типа, местами и с короткими озовыми грядами.

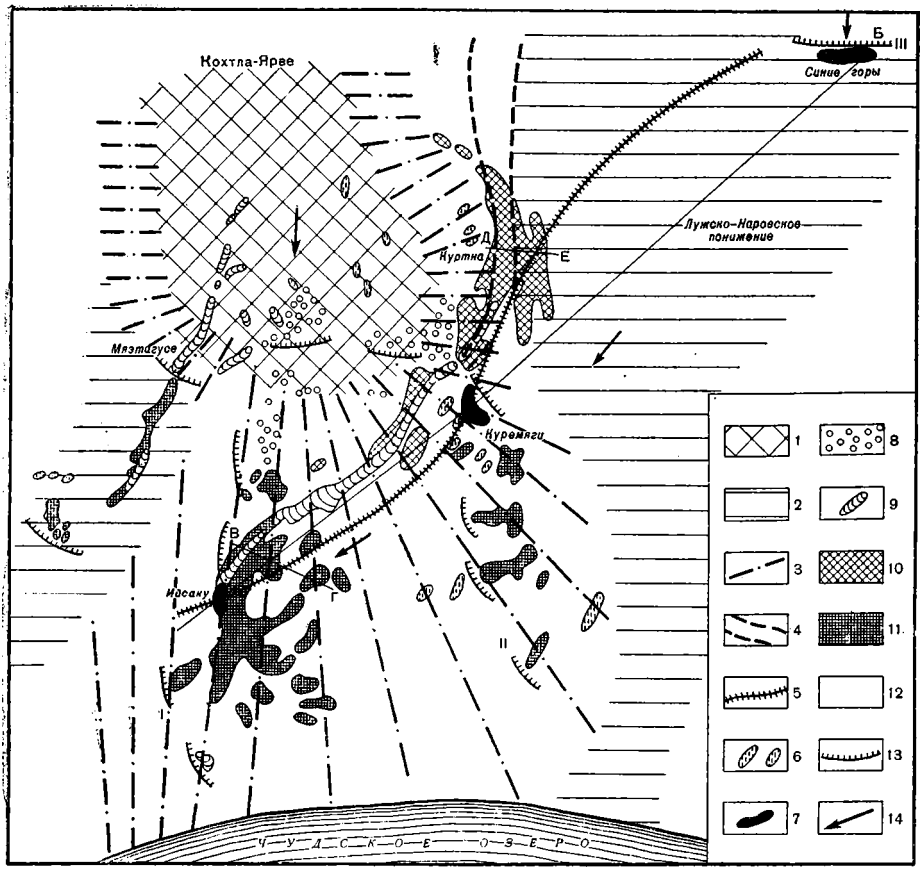


Рис. 4. Геоморфологическая схема краевых ледниковых образований Северо-Восточной Эстонии.

Древние формы рельефа: *1* — Кохтла-Ярвеская пластовая возвышенность; *2* — пластовые низины; *3* — склоны пластовых возвышенностей и низин; *4* — Куртнаская погребенная долина; *5* — зона тектонических нарушений. *Краевые образования*: *6* — друмлины; *7* — конечно-моренные гряды; *8* — холмистый конечно-моренный рельеф; *9* — озы; *10* — флювиогляциальные (радиальные) камы; *11* — лимногляциальные (маргинальные) камы; *12* — озерно-ледниковые равнины, часто заболоченные; *13* — положение края ледника при осцилляциях: *I* — *ийзакуской*, *II* — *куремягиской*, *III* — *вайвараской*; *14* — направления движения ледника

В краевых частях возвышенностей к ним примыкают: *зандровые поля и аккумулятивные озерно-ледниковые равнины, моренные равнины и абразионные озерно-ледниковые равнины.*

Сравнение краевых образований Юго-Восточной Эстонии с северо-эстонскими краевыми образованиями, показывает, что в Юго-Восточной Эстонии основными положительными элементами рельефа являются расположенные без видимой закономерности холмы — моренные и камового типа, т. е. формы рельефа, в создании которых значительную роль играл мертвый лед. В Северной же Эстонии преобладают валообразные формы рельефа (конечные морены, длинные озовые гряды) и относительно узкие конечноморенные полосы, т. е. элементы рельефа, возникновение которых связано с деятельностью более активного льда.

Поэтому можно полагать, что ледник последнего оледенения на территории Юго-Восточной Эстонии при своем убывании не был активным до конца, а постепенно превратился в поле мертвого льда. В Северной Эстонии, наоборот, ледник в более поздней стадии позднеледникового

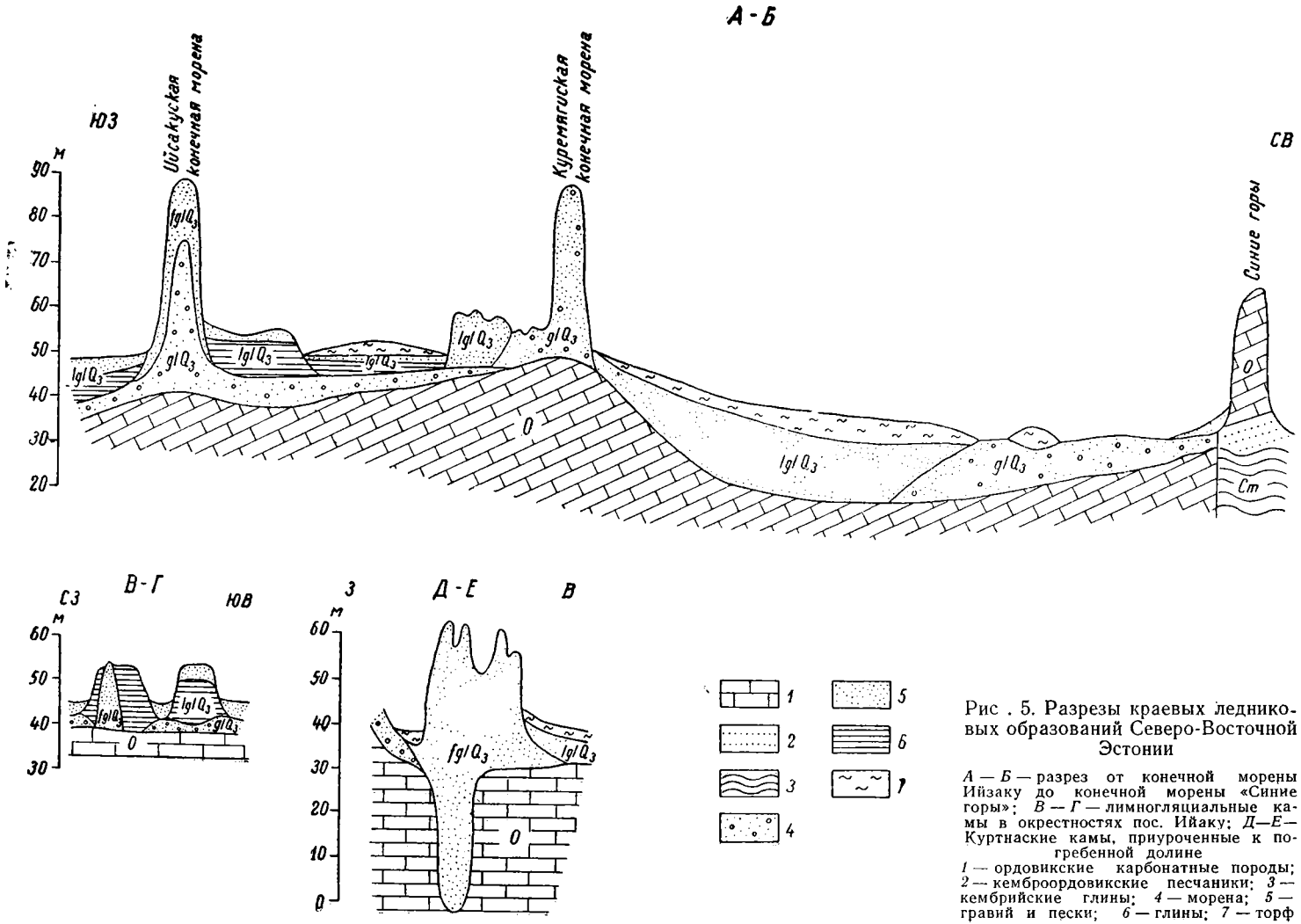


Рис . 5. Разрезы краевых ледниковых образований Северо-Восточной Эстонии

А — Б — разрез от конечной морены Ийзаку до конечной морены «Синие горы»; *В — Г* — лимногляциальные камы в окрестностях пос. Ийаку; *Д—Е* — Куртнаские камы, приуроченные к погребенной долине

1 — ордовикские карбонатные породы; *2* — кемброордовикские песчаники; *3* — кембрийские глины; *4* — морена; *5* — гравий и пески; *6* — глины; *7* — торф

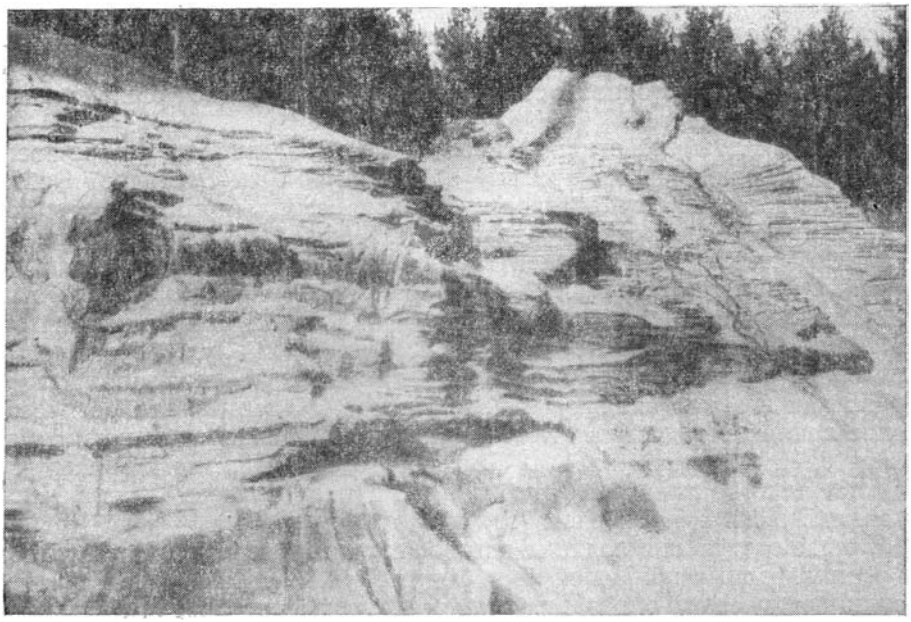


Рис. 6. Обнажения песчано-глинистых ленточных отложений лимногляциального кама севернее пос. Ийзаку

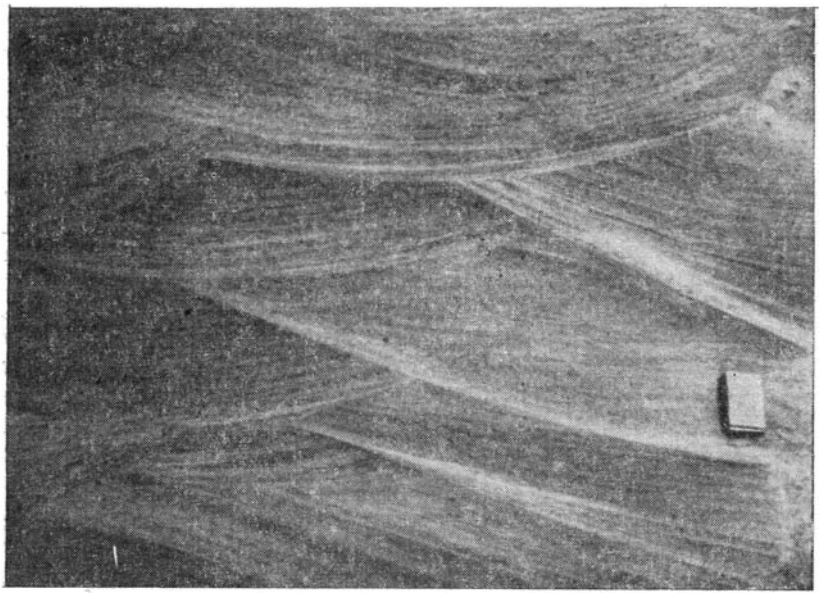


Рис. 7. Гравийно-песчаные косослоистые отложения Куртнаских радиальных камов

времени, в виде осцилляторных наступаний, был более активным, что объясняется, видимо, близким расположением края ледника к центру оледенения.

Это более поздняя стадия, и тем самым северо-эстонские краевые образования коррелируются условно с невской стадией, а краевые образования Юго-Восточной Эстонии — с лужской стадией Ленинградской и Псковской областей.

Во время лужской стадии, судя по преобладающему северо-восточному простиранию полос краевых образований Юго-Восточной Эстонии и по юго-восточной ориентировке Саадьярвеского друмлинового поля, ледник двигался, главным образом с северо-запада на юго-восток.

Мощность ледника невской стадии была столь незначительна, что крупные формы подстилающего рельефа оказали существенное влияние на направление продвигающегося ледника. Так, например он надвигался на территорию Северо-Восточной Эстонии вдоль лужско-нагоровской низины с севера и северо-востока в южном и юго-западном направлении и занял впадину Чудского озера. Максимальное распространение ледникового языка отмечено камами, моренными холмами и грядами, окаймляющими впадину Чудского озера. Дальше к западу, судя по краевым образованиям, эта граница проходит через Пандиверескую возвышенность к Пярнускому заливу.

В ходе отступания ледника невской стадии происходит ряд остановок и осцилляторных подвижек края ледника. Так, в Северо-Восточной Эстонии по краевым образованиям установлены три основные подвижки в южном и юго-западном направлениях: *ийзакуская, куремягиская* и *вайвараская* (рис. 4). Эти подвижки отмечены конечными моренами, приуроченными к повышениям рельефа дочетвертичных пород, затруднявшими продвижение ледника (рис. 5). Кроме того, конечные морены Ийзаку, Куремяги и «Синие горы» приурочены к зоне тектонических нарушений северо-восточного простирания и к горстовой структуре в районе «Синих гор», следовательно, предпосылкой к формированию указанных конечных морен была тектоническая структура коренных пород.

На более низких участках развиты маргинальные или лимногляциальные камы, состоящие из песчано-глинистых ленточных отложений (рис. 6).

Вкрест простирания конечных морен и маргинальных камов или под углом к ним расположены озовые гряды. Из них Ийзаку-Иллукаский оз в проксимальной своей части переходит в радиальные или флювиогляциальные Куртнаские камы, сложенные песчано-гравийным материалом (рис. 7).

В дистальной части к озовым грядам примыкают камовые образования лимногляциального типа (рис. 5), т. е. в трещине ледника вначале текучими талыми водами накопились песчано-гравийные отложения, а затем, уже в условиях внутриледникового озера — ленточные песчано-глинистые отложения.

Во время невской стадии последнего оледенения в Юго-Восточной Эстонии в ложбинах стока ледниковых вод сформировались долинные зандры, в виде надпойменных террас сохранившиеся в пределах современных долин рек Вяйке-Эмайыги, Педели, Мустъйыги и др.

На юго-западе краевые образования Юго-Восточной Эстонии связываются с краевыми образованиями Видземской возвышенности Латвийской ССР.

ЛИТЕРАТУРА

Алейников А. А. Отступание ледника в северо-западной части Русской равнины (стадии и осцилляции).— Труды регион. совещ. по изуч. четверт. отлож. Прибалтики и Белоруссии. Институт геологии и географии АН Лит. ССР. Научные сообщения, т. IV, 1957.

Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде.— Изв. АН ЭССР, т. VI, № 2, 1955.

Шульц С. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой Русской платформы.— Труды Лаб. аэрометодов АН СССР, т. 6, 1958.

Bekker H. Otepää künklise moreenmaastiku geomorfoloogiline kirjeldus ja järvede tekkimine selles maastikus. Tallinn, 1920.

Hang E., Lepasepp V. Haanja ja Otepää kõrgustiku geomorfoloogiast.— ENSV TA Geol. Inst. Uurimused VIII, 1961.

Hausen H. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, 2, 1913a.

Hausen H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gebieten in der Quartärzeit. Fennia, 34, 3, 1913b.

Luha A. Geoloogiline rännak Otepääl. «Loodusvaatleja», II, 1931.

Tammekann, A. Otepää kõrgustik Lõuna — Eesti maastikuna.— «Loodusevaatleja», II, 1931.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

И. Я. ДАНИЛАНС
Институт геологии АН Латвийской ССР

К ИСТОРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ МАРГИНАЛЬНЫХ ФОРМ НА ТЕРРИТОРИИ ЛАТВИИ

На территории Латвии и в ближайших прилегающих районах в первой четверти нашего столетия ряд исследователей (Doss, 1910; Hausen, 1913, a, b; Phillip, 1921) дали первые описания и схемы расположения краевых образований и соответствующих положений края ледника. Наиболее обстоятельно эти вопросы разбирались Х. Хаузеном и Х. Филиппом.

Х. Хаузен (Hausen, 1913 *a, b*) самой обычной формой маргинальной аккумуляции считает холмистые участки территории, представленные многочисленными холмами, во впадинах, между которыми располагается множество мелких озер. Зная, что значительная часть этих холмистых участков сложена водно-ледниковым материалом, он присоединяется к мнению Р. Штрука (Struck, 1906), Х. Шредера (Schröder, 1885), К. Кейльгака (Keilhack, 1889) и некоторых других исследователей, которые аналогичные образования в юго-западной части Балтийской гряды рассматривают как маргинальные образования, возникшие в результате нескольких осцилляций ледникового края. Тем самым отвергается точка зрения Ф. Ваншаффе (Wahnschaffe, 1898), считающего подобный рельеф холмистой основной мореной («die kuppige Grundmoränenlandschaft»).

Далее Хаузен подчеркивает, что следует различать *рецессионные* и *осцилляционные* морены, первые представлены длинными вытянутыми грядами, которые отмечают устойчивое положение («Stillstandlage») ледникового края после некоторого его отступления. Осцилляционные морены обычно имеют характер широкого пояса ориентированного в направлении расположения бывшего края ледника или же вид бесформенных поднятий («Randschwellen»).

Рецессионные морены, по мнению Х. Хаузена, в Прибалтике и вообще в северо-западной части Восточно-Европейской равнины встречаются редко, здесь преобладают неориентированные холмы и впадины осцилляционных зон. Признается, что ледниковый край в Прибалтике имел сложную конфигурацию. Отдельные ледниковые языки местами были четко индивидуализированы. Из-за постоянных многочисленных колебаний ледникового края, аккумуляция происходила чрезвычайно неравномерно, вследствие чего и образовались беспорядочные холмы. В образовании холмов большое участие принимали талые воды ледника, и поэтому многие из них сложены слоистым песком, гравием или галькой. Морфологический облик холмов, созданных слоистыми водно-ледниковыми отложениями и неслоистым материалом, согласно Хаузену,

всегда чрезвычайно одинаков. Только наличие крупных валунов на вершинах указывает, что холмы в данном случае сложены мореной, причем в районе развития камов (между Талсы и Тукумс), образованных перемытым, слоистым материалом, обнаруживается поразительная бедность валунов на поверхности холмов. В какой степени фронтальные надвиги (напоры) ледника участвуют в создании холмов моренно-холмистых участков, Х. Хаузен затрудняется определить, однако он отмечает, что им нигде не наблюдались ни деформации слоев («Fältelungen»), ни вторичные нарушенные залегания.

Как известно, валообразные краевые моренные гряды весьма широко распространены в Северной Германии, и образуют там ясно выраженную границу между холмистым рельефом и плоскими песчаными пространствами, являющимися в основном крупными зандрами. Было бы совершенно естественно, по мнению Хаузена, ожидать подобные конечноморенные гряды и далее на восток, так как там сходная аккумулятивная полоса, богатая озерами, продолжается и топографически хорошо прослеживается.

На основании исследований Глинки и Миссуны Хаузен полагает, что конечноморенные валы имеются и далее к востоку, однако здесь они не имеют подобной регулярной формы длинной гряды как в Германии. Для них характерно, особенно в Литве, очень сложное расположение гряд. Севернее в Прибалтике они вообще встречаются очень редко, а в районах возвышенностей не наблюдаются совершенно и встречаются местами только на равнинах, как, например, в северной Литве, где Доссом в 1910 г. была описана выпуклая к югу дуга конечной морены, которая является образованием ледникового языка Рижского залива.

Создание линейно вытянутых конечноморенных образований, по Х. Хаузену, может иметь место только при прямолинейном положении края ледника и длительном стабильном его стоянии при условии постепенной последующей рецессии. Подобных условий, по его мнению, на северо-западе не было, так как край ледника здесь, очевидно, имел много лопастей (языков), а осцилляционные движения были частые и неравномерные. Появление линейно-ориентированных конечноморенных валов в этой области обусловлено особыми благоприятными локальными факторами. Таким образом, Х. Хаузен считает, что геоморфологическая обстановка здесь по сравнению с Северной Германией не такая, как это можно было ожидать, и фация конечноморенных гряд в большинстве случаев отсутствует. Не указывается им на территории Латвии также наличие маргинальных озов, необходимым условием создания которых, как подчеркивается, является расположение края ледника в водном бассейне и краевых дельт.

Понимая под термином «камы» комплекс нерегулярных холмистых образований, сложенных из слоистого флювиогляциального материала, Х. Хаузен, соглашаясь с американскими геологами (Chamberlin, 1894), считает их маргинальными формами. Согласно Х. Нелсону (Nelson, 1910), можно выделить по меньшей мере две разновидности камов. Они являются маргинальными или субмаргинальными образованиями осцилляционной аккумуляции, либо являются субаквальными образованиями, аналогичными краевым дельтам. Появление впадин, создающих холмистость, обусловлено в данном случае наличием глыб мертвого льда во время седиментации материала.

Все изученные камы Прибалтики Х. Хаузен считает принадлежащими к первой группе, т. е. формации осцилляционной аккумуляции. Так как холмы, сложенные из слоистого материала, очень часто встречающиеся в моренно-холмистом ландшафте, вероятнее всего являются ничем другим, как камами, то выделить камовые образования в самостоятельную фацию трудно. Все же по его мнению в отдельных районах Курземе,

по-видимому, имеется настоящий камовый ландшафт, хотя и здесь во многих местах встречаются также формы, сложенные песчанистой мореной.

Камовый рельеф лучше всего развит между Талсы и Тукумс, где он является маргинальным образованием ледникового языка Рижского залива. Камы этого района супрааквального происхождения. Ниже камового рельефа расположены плоские песчаные пространства. Более мелкие камовые ландшафты им отмечаются еще в некоторых районах Курземе. Все эти камовые образования сложены в основном песчаным материалом с очень редкими гальками и поэтому являются по своему материалу резко противоположными озам. Часто меняющиеся напластования с повторяющимися несогласиями залегания показывают, что во время получения камов имели место по своему направлению и скорости быстро меняющиеся потоки наносов. Основная разница в условиях накопления отложений камов и озов заключается в том, что озы образованы более длинными, более сильными и бурными потоками. Кроме того, отмечается, что, несмотря на указания Гейки (Geikie, 1894) и Х. Мунте (Munthe, 1910) о приуроченности камов к низменностям, в Прибалтике, они встречаются только на возвышенностях, что, по мнению Хаузена, объясняется их принадлежностью к моренно-холмистому комплексу, который является осцилляционным образованием.

Необходимыми условиями для создания камов, являются, вероятно, наличие обилия песчаного материала, а также продолжительная осцилляция края ледника в одной узкой зоне, поэтому они являются частично субмаргинальными, частично фронтальными формами.

Далее отмечается наличие хорошо выраженных зандров, под которыми понимаются широкие супрааквально образовавшиеся песчаные равнины, намытые ледниковыми ручьями у края ледника. Зандры встречаются преимущественно там, где краевая аккумуляция имеет наибольшую мощность. Иногда зандры пересекаются глубокими древними долинами, по которым стекали талые воды. Самым крупным зандром считается Восточно-Латвийская равнина. Этот зандр связывается с положением края ледника на линии восточная окраина Центрально-Видземской возвышенности — восточная окраина возвышенности Хаанья. Отмечается также своеобразие долин стока талых ледниковых вод, которые в основном коротки, но глубоко врезаны и по своей ориентации часто перпендикулярны краю ледника. Это отводящие долины, а нередко также долины прорыва и, располагаясь обычно изолированно, они не связаны в какую-то систему и не имеют притоков.

Балтийскую гряду Х. Хаузен рассматривает как образование длительной остановки отступающего ледника. То, что здесь в основном располагаются нерегулярные холмы, а не конечноморенные гряды, по-видимому, обусловлено зубчатой конфигурацией края ледника. Севернее Балтийской гряды на территории Прибалтики им выделяется пять фаз отступания ледника, а в первой — одна подфаза. На территории Латвии из указанных пяти фаз располагаются первые две (рис. 1).

Первая фаза — это время образования возвышенности Хаанья Плявиньской конечной морены и крупного зандра — Восточно-Латвийской равнины. Дальнейшее продолжение края ледника не устанавливается, предполагается лишь, что край ледника затем резко поворачивался на запад, о чем якобы можно судить по его положению в следующую более позднюю фазу.

Отсутствие сплошного конечноморенного вала объясняется тем, что край ледника здесь, как и в Балтийской гряде, не был стабильным, а имел нерегулярные колебания.

В следующей подфазе (фаза I*а*) образовалась Северо-Литовская (Линкавская) конечная морена. После того, как ледник отступил от

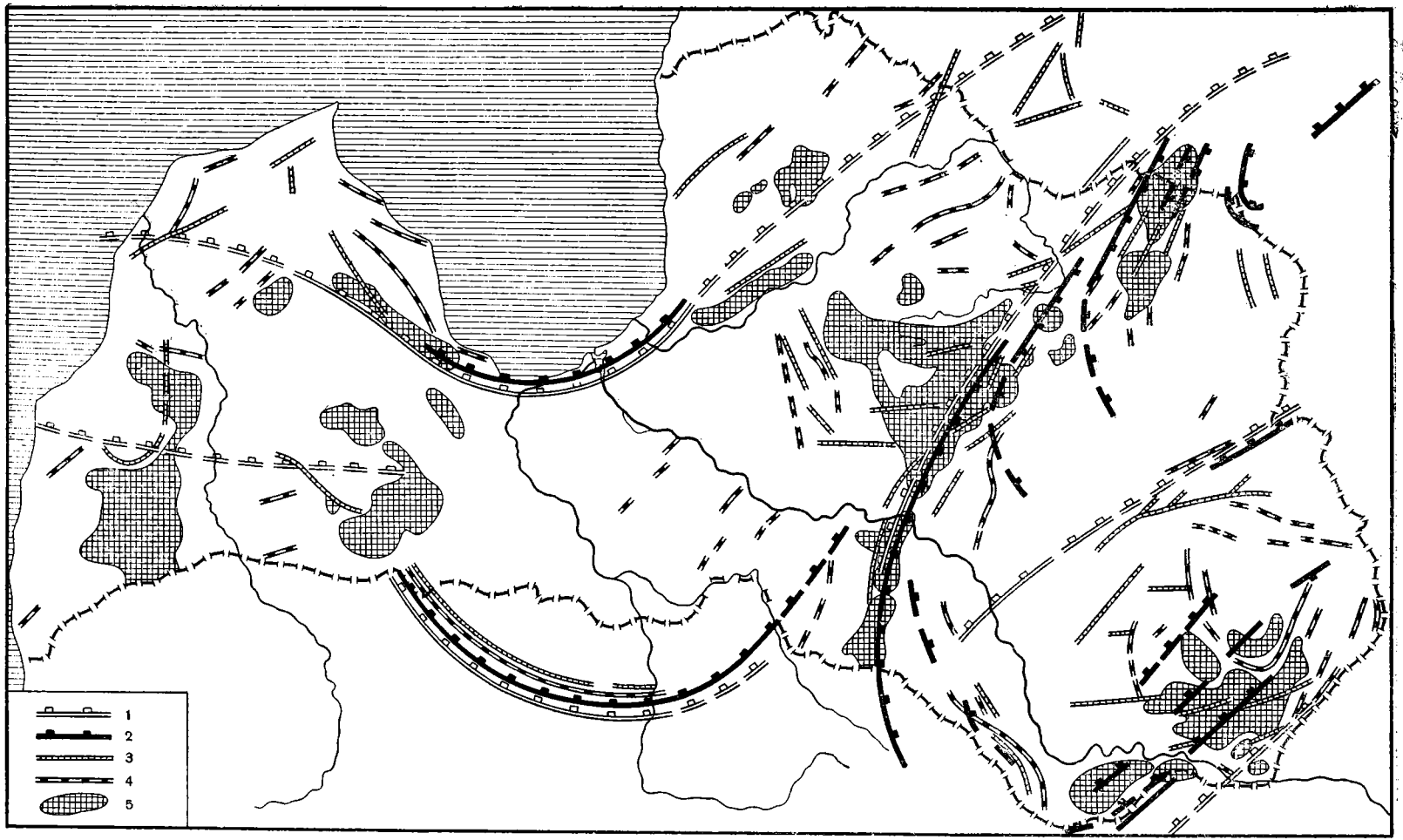


Рис. 1. Схема расположения краевых образований на территории Латвии.

1 — краевые образования, выделенные Х. Хаузеном; *2* — Х. Филиппом; *3* — Э. Краусом; *4* — В. Зансом; *5* — холмистые конечноморенные участки, выделенные В. Зансом

Плявиньской конечной морены и других образований этой (I) фазы, в Средне-Латвийской низменности образовывается хорошо индивидуализированный ледниковый язык, перед южным краем которого (уже согласно более ранним исследованиям Б. Досса (Doss, 1910) возникает указанный Северо-Литовский моренный вал в виде выпуклой к югу дуги. Обнаруженные впереди вала ленточные глины дают основание полагать, что здесь располагалось подпруженное озеро талых вод, сток из которого направлялся к югу. О расположении в это время края ледника в других районах, ввиду отсутствия линейно ориентированных краевых образований, можно, как отмечает Хаузен, высказать только предположения; так, он проводит продолжение края ледника от г. Ауце на горе Приекуле, где прослеживаются маргинальные и аккумулятивные формы в виде осцилляционных морен и камов. Положение края ледника прослеживается не четко и в восточном направлении от Северо-Литовской конечной морены.

Во время рецессии края ледника в эту фазу (I) возникали аккумулятивные формы, однако всегда только в виде бесформенных холмов, как, например, холмистый рельеф Западно-Курсемской возвышенности, местами имеющий облик камового рельефа.

Во время II остановки ледника — фазы Талсинско-Тукумского камового ландшафта — Земгальского подпруженного озера, Отепяской возвышенности и Псковского ледникового озера — край ледника, занимающий современный Рижский залив, остановился примерно в окрестностях Риги, однако никаких намеков на краевую аккумуляцию здесь не наблюдается. Краевые формы имеются только в восточной части Средне-Латвийской низменности, поэтому Хаузен предполагает, что по времени образования они соответствуют Талсинско-Тукумским камам, расположенными западнее Риги (перед краем ледника в Средне-Латвийской низменности выделяется крупное подпруженное озеро). Северо-восточнее Риги маргинальные образования этой фазы находятся в окрестностях горы Цесиса, а также на возвышенности Отепя. К несколько более позднему положению ледникового края относится Эргемская конечноморенная гряда западнее г. Валка. К этому времени Хаузен относит также образование зандра между городами Валка и Валмиера. Крупной отводящей долиной для стока талых вод в это время служила Гауйская долина.

Следующие три фазы отступания выделенные Хаузеном располагаются севернее территории Латвии.

Х. Филипп (Philipp, 1921), занимавшийся изучением краевых форм в районе стыка границ Псковской области РСФСР, Эстонской ССР и Латвийской ССР, также отмечает, что краевая зона первой фазы, выделенной Хаузеном, т. е. Центрально-Видземская, Северовосточно-Видземская и Хааньяская возвышенности, являются типичными конечноморенными областями. На востоке и западе холмистой возвышенности Хаанья имеются полосы относительно пониженного рельефа. На востоке — это Восточно-Латзийская равнина, которую Хаузен рассматривал как зандровое образование остановки ледника. В северной части краевой зоны, по исследованиям Филиппа, участки основной морены чередуются с участками волнистым рельефом и крупными хорошо выраженными холмами. Однако напрасно здесь искать безупречные моренные дуги с ясно очерченным внешним краем. Ключ к расшифровке формирования рельефа этой территории, по словам Филиппа, был найден при изучении конечноморенных дуг окрестностей Пскова (Локновская и Качановская конечноморенные дуги).

Не останавливаясь на характеристике конечноморенных образований Псковской области, следует только отметить, что наличие южнее Пскова целого ряда конечноморенных дуг, расположенных выпуклостью на юг,

отделенных друг от друга небольшими зандровыми полями и наносами основной морены, привели Филиппа к заключению, что Восточно-Латвийская равнина с ее северным продолжением не является только зандровой равниной, как это предполагал Хаузен. В вышеупомянутой цепи возвышенностей, которые по мощности ледниковой аккумуляции являются, по мнению Филиппа, сравнимыми только с Балтийской конечно-моренной грядой, в результате осцилляций длительной остановки ледникового края образовались типичные краевые формы. Однако, так как колебания края ледника часто происходят не на всем его протяжении, равномерная связность отдельных фаз прерывается, и часто только с большими трудностями возможно распутать основные черты этой области ледниковой краевой аккумуляции. Проведенные здесь исследования, как и уже упоминавшиеся исследования в Псковской области, привели Филиппа к выводу, диаметрально противоположному выводу Хаузена. Признавая наличие крупной остановки ледникового края на упомянутом участке (выделенной Хаузеном фазы I), он полагает, что внешний край ледника находился не в восточной стороне краевой зоны, а на западной. На возвышенности Хаанья и северной окраине Северо-восточно-Видземской возвышенности им выделяется пять ступеней или зон, примерно северо-восточного — юго-западного простираний; начиная с западной окраины это: передняя холмистая зона шириной около 3 *км*, состоящая из холмов, сложенных песчаным гравийным и глинистым материалом; к востоку от нее располагается ровная, сложенная песчано-гравийным материалом поверхность шириной 1,5—2 *км*, рассматриваемая как зандровое образование следующей зоны. Еще восточнее протягивается главная холмистая зона или ступень шириной до 10 *км*, переходящая затем в узкую зандровую полосу следующей фазы отступания, а затем в восточном направлении — еще три холмистые зоны, но более низкие и узкие.

Как указывает Филипп, выделенные зоны прослеживаются очень трудно, ибо они нередко сливаются, переходят в образование другого типа, или же раздваиваются, хотя известный ритм аккумуляции как будто бы сохраняется.

Моренные дугообразные гряды у Пскова Филипп связывает в одну систему с аккумулятивными формами вышеупомянутых возвышенностей и связывает их с индивидуализированным ледниковым языком, который заходил из района озера Пейпси в Восточно-Латвийскую равнину далеко на юг, примерно южнее широты гор. Даугавпилс. В связи с этим южное продолжение западного края ледника и соответствующих краевых форм протягивается на Гулбенский вал, восточную часть Центрально-Видземской возвышенности, у гор. Плявиняс пересекает Даугаву и далее следует по Селийской возвышенности почти до границы Литовской ССР. Предполагается, что здесь край ледника менял свое направление на восточные и краевые образования поэтому с небольшим перерывом, смыкаются с Латгальской возвышенностью, которая, по мнению Филиппа, представляет краевое образование восточного крыла этой системы и поэтому не является частью Балтийской гряды. Смыкание Восточно-Латвийского ледникового языка со Среднеалтайским предполагается в районе г. Плявиняс.

Е. Краусом (Kraus, 1928) неоднократно подчеркивается, что расположение краевых образований и вообще ледниковая аккумуляция в первую очередь определяются тектоническими движениями земной коры и характером подледниковой поверхности. Высказав сомнение относительно полной одновозрастности Балтийской гряды, касаясь вопроса о границе оледенения, Е. Краус отмечает, что, ввиду сильного выклинивания ледникового покрова в полосе максимального распространения и краткости его пребывания там, для границы оледенения не должно быть

характерным наличие хорошо выраженных краевых форм. По-видимому, вследствие того, что мощность и другие особенности краевой аккумуляции, так же как и общее распределение районов экзарации и аккумуляции, объясняется им исключительно тектоникой, выделенные в его работе многочисленные краевые формы остаются без увязки в какие-либо определенные системы. Рассматривая острововидные возвышенности, располагающиеся вне Балтийской гряды, отсутствие ориентированных форм он объясняет тем, что эта территория была покрыта мертвым льдом.

В довоенном обзоре четвертичных отложений республики В. Занс (Zans, 1936), так же, как и другие исследователи того времени (И. Сауле-Слейнис, С. Бурхарт и др.), в качестве маргинальных форм выделяет: валообразные конечные морены (напорные и насыпные), холмистый конечноморенный рельеф, камы, которые они считают своеобразными конечноморенными холмами, зандры и частично долины стока талых ледниковых вод. Ими выделяются во время отступания ледника следующие хорошо выраженные его языки: Восточно-Латвийский, Средне-Латвийский или язык Рижского залива и ледниковый язык Балтийского моря.

Таким образом, в первой половине нашего столетия различными исследователями на территории Латвии было выделено большое количество в основном фрагментарных конечноморенных образований, которые объединялись между собою разными авторами по-разному. В 1936 г. В. Занс отмечал, что расположение конечных морен на территории Латвии очень сложное. Отдельные конечноморенные образования трудно связать между собой, и поэтому выделить какие-то четкие стадии отступания ледника — затруднительно. Отсутствие возможности реконструкции положений ледникового края во время его отступания, по мнению упомянутого автора, объясняется сложной конфигурацией края ледника, который имел здесь ряд языков, что сильно осложнило общую картину отступания ледникового покрова.

В последние годы выяснилось, что многие формы, ранее рассматриваемые как конечные морены, являются флювиогляциальными грядами, возникшими в результате заполнения перемытым материалом крупных трещин в леднике, или же камами, рассматривать которые как маргинальные формы нет оснований, так как они являются образованием мертвого льда. Нет также должной уверенности, что многие другие, еще пока не проверенные конечноморенные образования, окажутся в действительности таковыми. Все это заставляет четвертичников Латвии быть весьма осторожными в вопросах истории и палеогеографии исчезновения ледникового покрова и основывать исследования по этой проблеме главным образом на изучении локальных приледниковых бассейнов и долин стока талых ледниковых вод. Вследствие этого конечноморенные формы отсутствуют на многих картах четвертичных отложений, а также на геоморфологических картах, которые составлялись местными латвийскими исследователями (Яунпутниньш, 1957, Даниланс и Лука, 1960). Как известно, в последние годы жизни И. Сауле-Слейнис также пересмотрел свою точку зрения о конечноморенных образованиях на территории Латвии.

Имеющиеся материалы свидетельствуют, что таяние ледникового покрова здесь происходило в значительной степени одновременно. В районах современных возвышенностей, которые расположены как в области поднятий коренных пород, так и вне их, создавались крупные массивы мертвого льда. Преодолевая неровности ложа, ледник в районах современных возвышенностей дал много трещин, и поэтому здесь преобладают позднеледниковые образования мертвого льда — крупные холмы различного типа, сложенные флювиогляциальным или лимногляциаль-

ным материалом. Часть из них имеет моренный покров, главным образом на вершинах.

На равнинах в то же время ледник еще, по-видимому, какой-то период имел пассивный характер и лишь иногда мог сохранять местами некоторую активность. Исчезновение ледникового покрова в районах современных равнин, где он имел в основном монолитный характер, произошло позже, чем на возвышенностях.

Наиболее древние отложения позднеледниковья должны находиться поэтому на возвышенностях, а не на равнинах, где их до сих пор в основном изучали.

В связи с вышеизложенным целесообразно маргинальными (краевыми) формами называть только краевые образования активного или пассивного льда. Участки мертвого льда в условиях равнинного оледенения обычно не имеют четких контуров и специфических «краевых» форм.

ЛИТЕРАТУРА

Данниланс И., Лука К. Карта четвертичных отложений Латвии. Часть общей карты четвертичных отложений Северо-запада Русской равнины, составленной коллективом под редакцией К. К. Маркова. В книге «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-запада Русской равнины». М., 1961.

Яунпутнинь А. Я. К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латвийской ССР. Latvijas Valsts Universit. Zinatn. Raksti VII sej. Geografijas zin. I Riga, 1956.

Яунпутнинь А. Я. О геоморфологической карте Латвийской ССР. Труды регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1957.

Bucharts S. Kvartārie veidojumi Talsu novadā. Talsu novads. Riga, 1936.

Chamberlin T. C. Proposed genetic Classification of pleistocene glacial formations. Journ. of Geology Vol. 2, Chicago, 1894.

Doss B. Über das Vorkommen einer Endmoräne sowie von Drumlins, Asar und Bänderton im nördlichen Lithauen. Centr. Blatt für Mineralogie etc. Jahrg, 1910.

Geikie J. The great Ice Age. 2nd et. London, 1894.

Hausen H. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern, Fennia, 34, Helsingfors, 1913a.

Hausen H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russiaschen Osteseländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34 Helsingfors. 1913b.

Keilhack K. Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreussen. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt, 1889.

Kraus E. Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt Heft 10, Berlin, 1928.

Munthe H. Studies in the late-quaternary History of Southern Sweden. Geol. For. i Stockholm Förhandl. Bd. 32 Häft 5, 1910.

Nelson H. Om randdeltan och randosar i mellersta och södra Sverige. Stockholm, 1940.

Philipp H. Beitrag zur Kenntnis des Endmoränenverlaufs im östlichen Baltikum. Neues Jahrb. f. Mineralogie, 1921.

Saule-Sleinis I. Latvijas reljefs. Latvijas zeme, daba, tauta I d. Riga, 1936.

Struck R. Zur Frage des Identität der Grundmoränenlanschaft und der Endmoränenlandschaft. Mitt. d. georg. Ges. d. Naturhist. Mus. in Lübeck II Reihe, Heft 21, 1906.

Wahnschaffe F. Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt f. 1897. Berlin, 1898.

Zans V. Leduslaikmets un pecleduslaikmets Latvija. Latvijas zeme, daba, tauta I d. Riga, 1936.

В. К. ГУДЕЛИС
Институт геологии и географии АН Литовской ССР

К ВОПРОСУ О ТЕРМИНОЛОГИИ И КЛАССИФИКАЦИИ КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

В последнее время исследователи все чаще приходят к мнению о необходимости уточнения или даже пересмотра ряда терминов геоморфологии четвертичных отложений с обязательной разработкой единой системы генетической классификации форм ледникового рельефа. Одним из наиболее сложных и противоречивых вопросов является определение генезиса форм и комплексов форм рельефа, образовавшихся в краевой зоне ледника. Из-за терминологической неопределенности один и тот же элемент рельефа или комплексы форм исследователями понимаются по-разному. И, наоборот, различные по генезису элементы или комплексы форм рельфа именуются одним и тем же термином. Естественно, что терминологическая неопределенность, т. е. разнобой в понятиях того или другого явления или объекта четвертичных отложений и форм рельефа, приводят исследователей к большим разногласиям и ошибочным выводам, что, естественно, не способствует развитию теоретических представлений и затрудняет решение практических задач четвертичной геологии и геоморфологии.

Вышеуказанное положение вещей нельзя свести только к порочности терминологии в этимологическом или логическом смысле (например, морена, конечная морена, краевые образования и т. п.). Причины создавшегося положения, несомненно, кроются глубже и обусловлены рядом обстоятельств.

Во-первых, следует подчеркнуть, что как рельеф, так и строение и литология ледниковых краевых образований (в широком смысле этого слова) являются наиболее сложными и трудными объектами исследований. Именно в этой полосе находится узел различных вариантов взаимного переплетения собственно-ледниковых, флювиогляциальных, озерно-ледниковых, солифлюкционно-делювиальных и других процессов осадконакопления и формирования. Кроме того, дальнейшая история развития рельефа краевой зоны ледника в позднe- и послеледниковое время еще более осложняет создавшуюся обстановку.

Во-вторых, краевые ледниковые образования материкового оледенения до сих пор еще слабо изучены. Мы лишены, за некоторыми исключениями, сводных монографических работ по отдельным генетическим типам отложений и формам рельефа краевых образований, как и по морфологии, строению и литологии комплекса краевых отложений в целом. До сих пор отсутствуют также подобного рода обобщающие работы по современным краевым образованиям ледниковых щитов,

что лишает нас возможности более широкого использования метода актуализма в наших палеогляциологических реконструкциях.

В-третьих, исследования краевых ледниковых образований зачастую однобокие, т. е. некомплексные, представляющие при этом, как правило, приоритет то геоморфологическим, то геолого-литологическим методам. Большой ущерб делу приносит опускание из вида зональности в распределении отдельных комплексов краевых образований с учетом как местной, так и региональной специфики палеогеографических условий. Очень часто при исследованиях краевых ледниковых образований руководствуются стандартными, т. е. классическими представлениями в диагностике как отдельных форм и комплексов рельефа, так и им соответствующих отложений, часто некритически заимствованных из учебных пособий и характеризующих нетипичные, чуждые данной местности условия их образования. Это приводит или к отрицанию существования тех или других образований (конечных морен, камов, друмлинов), или к неправильной генетической генерализации, т. е. «друмлинизации» или «камизации» рельефа. Следовательно, механическое применение заимствованных хотя и классических генетических схем, без учета конкретных местных условий и их многообразия, представляет широкое поле для субъективизма и схематизма не только при изучении форм и отложений краевых ледниковых образований, но приводит и к ошибочным палеогеографическим реконструкциям (характер отступания ледника, установление границ отдельных стадий, фаз, осцилляций ледника).

Нечеткость некоторых геоморфологических терминов (понятий), касающихся краевых ледниковых образований, в большей степени следует отнести именно к вышеуказанным причинам.

В настоящей статье мы не даем подробный анализ историографии терминологии ледниковых отложений и не предлагаем конкретной новой схемы их классификации. Цель данной статьи обратить внимание на некоторые вопросы терминологии и классификации краевых образований материкового оледенения, которые, по мнению автора, требуют обсуждения.

В процессе материкового оледенения есть основание выделить три основные этапа-фазы: *разрастания* (криофильную), *стабилизации* (крионную) и *сокращения* (криофобную). Для фаз разрастания оледенения характерно преобладание поступательного продвижения льда, в связи с чем краевые образования уничтожались следующей продвижкой льда, или при благоприятных условиях частично сохранились в ископаемом состоянии. Поэтому краевые ледниковые формы, в том числе и конечные морены, характерны, т. е. приурочены к образованиям крионной и криофобной фаз оледенения. Особенно хорошо развиты они на территории последнего оледенения. Краевые формы более древних оледенений, учитывая длительное время их существования, т. е. интенсивность их преобразования, сохранились в нетипичном и трудно распознаваемом виде.

Под термином «краевые ледниковые образования» следует понимать совокупность форм рельефа и отложений, возникших в краевой (маргинальной) полосе ледника в определенный момент его развития, т. е. при определенном положении его края в пространстве. Краевые ледниковые образования представляют собою комплекс генетически взаимосвязанных и обусловленных форм рельефа и отложений, т. е. один парагенетический комплекс. Исходным материалом для их формирования является моренный материал, принесенный к краю ледника, который, в зависимости от дальнейших его изменений, превращается в настоящую морену (основную), флювиогляциальные, лимногляциальные или солифлюкционно-делювиальные отложения. Следовательно, не-

смотря на морфологические различия, краевые ледниковые формы сохраняют литогенетическое единство, т. е. они взаимосвязаны парагенетически. Учитывая это, краевые (маргинальные) образования можно подразделить на три части — комплекса: *предфронтальную,* возникшую за пределами льда, *фронтальную* — непосредственно у ледникового края и *зафронтальную* — в краевой, т. е. маргинальной полосе самого ледника. Образование предфронтальных и фронтальных форм рельефа и отложений происходит одновременно, т. е. они синхронны. Зафронтальные же формируются позднее, в связи с отступанием ледникового края с бывших позиций его стационарного положения.

Не всегда комплекс краевых образований бывает представлен полностью и в одинаковой степени хорошо развит. Зачастую наблюдается, что фронтальные образования, по определенным причинам, отсутствуют и предфронтальные (зандры) непосредственно примыкают к рельефу зафронтальной части краевых форм. Такую картину приходится часто наблюдать на территории развития участков пассивного и чаще всего мертвого льда. Зафронтальные образования, когда конечные морены непосредственно переходят не в область холмисто-котловинного рельефа, а в территорию развития основной морены, встречаются реже.

Необходимо отметить, что как рельеф, так строение и вещественный состав одновозрастных краевых образований сильно изменчивы по простиранию и в крест его. На определенных участках выпадают то одни, то другие части этих форм, меняется облик рельефа, его структурный план и вещественный состав, что обусловлено, с одной стороны, динамическими свойствами ледника и характером моренного материала, содержащегося в нем, с другой — условиями рельефа, стока талых вод, а также климатическими условиями данной территории. Известно, что ледниковый покров, как правило, состоит из ряда отдельных потоков льда, для которых в отдельности характерна определенная гляциодинамика (подвижность и характер движения масс льда), а также соответствующий состав моренного материала (песчано-гравийный, суглинистый и т. п.). Большое влияние на изменчивость характера краевых образований оказывали также рельеф подстилающих лед и окружающих его пород, условия стока талых ледниковых вод (затрудненное и свооодное), иначе говоря, среда формирования краевых форм.

Существенную роль играли и палеоклиматические условия, которые в большой степени сказывались на характере и интенсивности процессов отступания ледника и на образовании соответствующих отложений и форм рельефа краевой зоны ледника. Влияние климатического фактора могло ярче отразиться только на участках одного и того же ледникового покрова, находившихся далеко друг от друга. Эти различия хорошо выступают при сравнении одновозрастных краевых образований, сформировавшихся в областях океанического влажного и континентального климатов (Западная Европа, Скандинавия, восточные и северо-западные районы Европейской части РСФСР). Поэтому есть основание говорить о морфоклиматических типах краевых ледниковых образований. В первом случае преобладают формы, созданные активным льдом, в то время как во втором доминируют продукты расстаивания мертвого и пассивного льда.

Палеоклиматические условия на одном и том же участке были различными во время крионной и криофобной фаз развития оледенения. Во время крионной фазы среди краевых образований формировались в основном отложения и формы рельефа активного льда (хорошо развитые конечные морены, сложенные в основном из настоящей морены, роль флювиогляциальных и лимногляциальных отложений более ограничена). Во время криофобной фазы, иначе говоря, во время этап-

ного отступания ледника, перевес приобретают водно-ледниковые[1] отложения (флювио- и лимногляциальные) и формы, созданные мертвым льдом.

На характер краевых образований влияют и другие причины, например, масштаб — ранг ледниковых лопастей и продолжительность возникновения краевых отложений. По рангу выделяются *стадиальные, фазовые и осцилляторные* краевые образования. С рангом ледниковых лопастей непосредственно связана и продолжительность (время) формирования соответствующих отложений и форм рельефа. Следовательно, ранг состояния ледникового покрова (стадия или осцилляция) и продолжительность накопления ледниковых отложений определяют масштаб краевых ледниковых образований, однако этим определяются не только размеры, т. е. масштаб, но и частично их характер. Краевые ледниковые образования можно классифицировать и в отношении ранга (размеров) ледниковых лопастей, а также и по времени (продолжительности) возникновения соответствующих краевых образований (стадиальные, фазовые и осцилляторные). Само собой разумеется, что их ранг может быть установлен только с применением ряда методов, как геоморфологических, так и геолого-стратиграфических. Здесь уместно обратить внимание на то, что при формировании краевых форм и отложений ледника важную роль играет не столько продолжительность их возникновения, сколько интенсивность проявления абляционных и аккумулятивных процессов. Поэтому иногда более кратковременное, но интенсивное осадконакопление материала может создать похожие формы, образующиеся за более длительное время, но в условиях пониженной активности аккумулятивных процессов. Интенсивность краевой ледниковой аккумуляции и эрозии говорит не только о динамическом состоянии маргинальной зоны ледника, она отражается на характере форм рельефа и литологии соответствующих отложений (сильная перемытость моренного материала, увеличение количества грубого материала).

Можно уверенно сказать, что краевые образования в первичной форме не сохранились. Они подверглись воздействию различных агентов денудации и переотложения в течение поздне- и послеледниковья; в некоторых местах решающее значение для них имели последующие подвижки края ледника, иногда вплоть до их перекрытия. Там, где полосы краевых образований различных фаз и осцилляций ледника расположены рядом, дистальные гряды конечных морен и зафронтальных образований бывают сильно переработаны ледниковым напором, деятельностью текущих и стоящих талых ледниковых вод. На некоторых участках прежние (дистальные) краевые образования могут оказаться сильно перемытыми и сглаженными, а на других — засыпанными или прикрытыми флювио- и лимногляциальными осадками. Эти процессы происходили в непосредственной близости от ледникового края, во время настоящей гляциальной обстановки, в *ледниковое время*. Кроме деятельности флювио- и лимногляциальных агентов, в изменении первичных ландшафтов краевых образований активное участие принимали перигляциальные процессы, в основном солифлюкционно-делювиальные. Эти процессы наиболее эффективно протекали в условиях фронтальных, а затем и зафронтальных форм краевой зоны.

Затем, уже в позднеледниковое время (бёллинг, аллерёд), перигляциальные морфоклиматические процессы уступают место термокарстовым явлениям, ареной деятельности которых оказалась в основном зафронтальная часть и в меньшей мере — предфронтальная. В связи

[1] Термин «водно-ледниковые отложения» как эквивалент «флювиогляциальных» неудачен. Он по сути дела охватывает и флювиогляциальные и лимногляциальные отложения.

с этим происходит коренная перестройка характера рельефа зафронтальной части краевых форм, оформляются основные черты современного холмисто-котловинного рельефа. Послеледниковье вносит свой вклад в изменение рельефа, преимущественно посредством поверхностного смыва склонов, речноовражной эрозии и аккумуляции, однако эти процессы не были в состоянии изменить каркаса рельефа краевых образований, заложенного в позднеледниковое время.

Итак, краевые образования в современном виде представляют результат взаимного переплетения воздействий трех основных морфоклиматических периодов: ледникового — перигляциального, термокарстового (позднеледникового) и эрозионного. Краевые образования более древних отложений подверглись еще более сложным полицикловым изменениям в течение ледниковых эпох и межледниковий.

Как известно, краевые ледниковые образования формировались во время более или менее длительной остановки края ледника. Остановки или подвижки ледника сменялись промежутками быстрого стаивания, т. е. отступания. Поэтому, следуя от периферии к центру бывшей области материкового оледенения, наблюдается чередование полос краевых форм.

На территории бывшего материкового оледенения можно выделить две основные области: область преобладания экзарации и интенсивного транспорта материала и область ледниковой аккумуляции. В первой области ледник меньше насыщен моренным материалом, который представлен в основном песчано-гравийными и валунными фракциями. Это объясняется и еще сравнительно слабой переработкой ледником захваченного кристаллического материала. В области аккумуляции лед максимально насыщен моренным материалом, и он здесь наиболее дисперсен (пески, глины), что является последствием более длительного измельчения пластических пород.

Этим частично следует объяснять наблюдаемые различия в литологическом составе краевых образований северных (Карелия) и южных районов (Литва) Скандинавского покрова последнего оледенения.

В начальном этапе дегляциации ледник упорно и долго сопротивлялся, отступая в активной форме. Поэтому мы имеем здесь наиболее мощно и типично развитый сложный комплекс краевых образований (Балтийская гряда). Спустя определенное время, в связи с сильным утончением широкой краевой полосы льда, он превращался в обширные поля мертвого или пассивного льда, что способствовало развитию краевых образований типа мертвого льда (без конечных морен), которые характерны для большей части Латвии и Эстонии. В более северных районах, т. е. расположенных ближе к центру оледенения, в благоприятных условиях рельефа и питания ледника опять появляются полосы краевых образований активного льда.

Дегляциация происходила путем фронтального отступания и утончения ледникового покрова. Отступание в активной форме продолжалось до тех пор, пока периферическая часть ледникового покрова утончилась настолько, что прекратилось движение льда и весь этот участок ледника превратился в громадное поле мертвого и пассивного льда. За этой полосой где-то одновременно находился край активного ледника, пока он таял и не превратился в следующую зону мертвого льда. Таким образом, дегляциация материкового льда происходила в общих чертах зонально, т. е. полосы активного состояния и отступания льда сменялись полосами полей мертвого льда. Становится понятным то, что две друг от друга сравнительно далеко отстающие гряды конечных морен (фазовых или осцилляторных) в таком случае оказываются почти одновозрастными, а между ними расположенный рельеф древнее этих краевых образований.

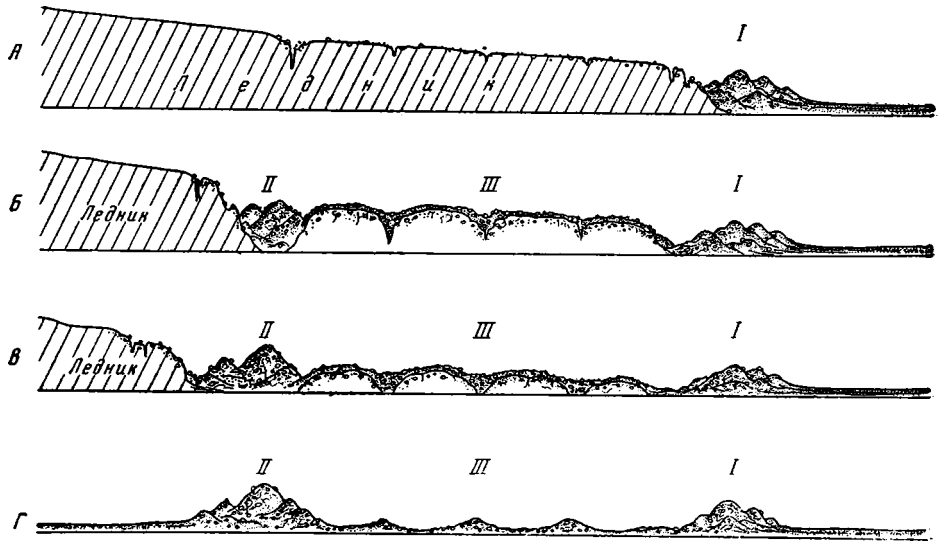


Рис. 1. Схема последовательности формирования краевых ледниковых образований. *А* — образование фронтальных отложений конечных морен (I) у края активного ледника; *Б* — превращение краевой зоны ледника (III) в поле мертвого льда, прекращение образования (I) конечных морен и начало формирования (II) гряды конечных морен; *В* — окончательное оформление (II) гряды конечных морен и дальнейшее таяние мертвого льда (III); *Г* — окончательное оформление краевых ледниковых образований в связи с растаиванием мертвого льда и проявлением термокарстовых и солифлюкционно-делювиальных процессов

Фронтальные ледниковые образования I и II почти одновременные, т. е. после прекращения формирования I гряды сразу начинается образование II гряды. Рельеф зафронтальной части (III) по возрасту значительно моложе I и II гряд фронтальных образований (конечных морен)

Из вышеизложенного вытекает, что под термином «краевые ледниковые образования» мы должны понимать закономерную совокупность генетических комплексов форм рельефа и отложений, образовавшихся в краевой, т. е. маргинальной полосе материкового льда, во время более длительного стояния его края и последующей затем дегляциации. До сих пор этот термин различными авторами толковался по-разному. Одни, например, под этим подразумевали весь комплекс холмисто-моренного рельефа в целом, другие только образования типа «конечных морен» и т. п.

В нашем понимании понятие «краевые ледниковые образования» должно охватывать весь сложный комплекс предфронтальных, фронтальных и зафронтальных образований и ни в коем случае не отождествляется с понятием «конечные морены». Краевые образования — это парагенетический комплекс отложений и форм рельефа, в то время как «конечные морены» это только элемент данного комплекса, его составная, но не обязательно всегда имеющаяся часть.

Под «конечными моренами» мы подразумеваем формы рельефа и их слагающие осадки, возникшие непосредственно у края — бровки активного ледника, в условиях его гляциодинамического равновесия, т. е. во время более или менее длительного, стационарного положения его края. Поля мертвого или пассивного льда лишены настоящих насыпных морен.

В отношении условий формирования конечные морены могут быть подразделены на три группы: *напорные*, *выдавленные* и *аккумулятивные* (насыпные) [1]. Первые два вида конечных морен (напорные и вы-

[1] Термин «насыпные» не вполне удачен, так как большинство таких конечных морен образуется не в результате насыпания, а скольжения, сваливания и т. п.

давленные) создаются под влиянием динамического воздействия льда. Они могут быть сложены как из местного, так и аллахтонного материала (более ранних оледенений или дочетвертичных пород). Аккумулятивные конечные морены, образовавшиеся в условиях суши, сложены в основном гляциогенным материалом — мореной, вытаявшей из краевой части льда и накопившейся у ее подножия, преимущественно в результате солифлюкционно-делювиальных процессов. В природных условиях конечные морены часто выступают в виде сложных конечных морен, в строении которых принимали участие как динамические, так и аккумулятивные процессы осадконакопления.

Конечные морены, как правило, не имеют сплошного распространения и на многих местах фронтальной части ледника по тем или другим причинам отсутствуют. Их строение, литологический состав и морфологический облик тоже не выдержаны по простиранию и подвержены коренным изменениям.

Как показывают исследования конечных морен в Прибалтике, Карелии, Польше, Германии, в большинстве они сложены не мореной, а флювиогляциальными или лимногляциальными отложениями. Поэтому возникает необходимость ревизии термина «конечная морена» как несоответствующего истинному положению вещей. Действительно, термин «конечная морена» не вполне удачен, так как он, обозначая форму рельефа, одновременно ассоциируется с литологическим понятием «морена». Об этом много и давно говорится. Таким образом, термин «конечная морена» очень растяжимый. Как правило, среди конечных морен собственно морены меньше всего. В них преобладает как аллохтонный материал (напорные и выдавленные конечные морены), так и сортированный, т. е. переработанный материал. Исследования показывают, что типичные конечные морены (аккумулятивные), сложенные несортированным моренным материалом, встречаются сравнительно редко.

Зачастую одна и та же гряда фронтальных образований на более длинном протяжении бывает сложена различными комплексами и формами отложений типа озов, камов, флювиогляциальных дельт, зандров и т. п. Иначе говоря, фронтальные отложения в основном сложены не мореной, а сортированными отложениями речно-ледникового и озерно-ледникового происхождения.

Учитывая сказанное, весь комплекс форм и отложений, возникший на месте бывшего края материкового льда, следует называть не «конечными моренами», а *фронтальными ледниковыми образованиями*. Это понятие не столько генетическое, сколько топографическое, т. е. указывающее на место формирования соответствующих образований по отношению к телу материкового льда.

В зависимости от конкретных условий осадконакопления ледниково-фронтальные образования могут быть представлены тремя генетическими группами форм рельефа и отложений: а) *собственно-ледниковыми* (конечные морены и др.), б) *аллювиально-ледниковыми* (озы, зандры) и *озерно-ледниковыми* (камы, дельты). К ледниково-фронтальным должны быть отнесены и отрицательные формы рельефа (ложбины стока ледниковых вод, эворзионные и экзарационные формы), создавшиеся у края ледника. Нередко бывают случаи, когда бывшее положение края ледника выражено в рельефе не аккумулятивными, а эрозионно-эворзионными формами (ложбинные озера).

Современный вид фронтальных отложений сложился в результате сложных процессов в поздне- и послеледниковое время, о чем уже говорилось выше.

Фронтальные образования оконтуривают положение края активного льда, в случае их отсутствия (мертвый лед) линию положения бывшего

края ледника отмечает зона контакта предфронтальных и зафронтальных форм.

Общая схема классификации краевых ледниковых образований может быть воспроизведена в следующем виде.

I. Краевые образования активного льда.

1. Предфронтальные — зандры, озерно-ледниковые дельты.
2. Фронтальные — конечные морены (напорные, выдавленные, аккумулятивные), маргинальные озы и камы, водно-ледниковые дельты, ложбины стока, эрозионные формы и т. п.
3. Зафронтальные — плоский, волнистый или холмистый рельеф основной морены (озы, друмлины).

II. Краевые образования мертвого льда.

1. Предфронтальные — зандры, водно-ледниковые дельты.
2. Фронтальные — слабо развиты или отсутствуют.
3. Зафронтальные — холмисто-моренный, холмисто-камовый, грядово-холмистый рельеф (камы, озы, термокарстовые впадины и котловины, а также другие отрицательные формы рельефа).

Говоря о терминологии ледниковых форм вообще и краевых в частности, приходится констатировать, что она далека от совершенства как в качественном, так и в количественном отношении. Геоморфологические термины краевых ледниковых отложений единичны, в то время как разнообразие форм иногда не усваивается глазом. В сокровищнице различных форм рельефа, каким является зона краевых ледниковых образований, разве мы находим только конечные морены, озы, камы, зандры, дельты и иногда друмлины? Разве все многообразие форм этим исчерпывается? Да, конечно же, нет.

Что же по сути дела представляет собою холмисто-котловинный или холмисто-грядовый моренный рельеф, где его составные части — элементы и комплексы форм, как их определять и называть? К сожалению, до сих пор на эти вопросы ответа нет. Однако решения их откладывать нельзя, но оно немыслимо без постановки разносторонних, тщательных исследований рельефа и отложений краевых ледниковых образований.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

В. А. ЧЕПУЛИТЕ
Институт геологии и географии АН Литовской ССР

СТАДИАЛЬНЫЕ ПОЛОСЫ РЕЛЬЕФА НОВОЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ

Горизонтальные расчленения маргинальных образований новочетвертично-вюрмской эпохи на территории юго-восточной Прибалтики тесно связаны с вопросом о положении границы последнего оледенения на описываемой территории.

В зависимости от количества оледенений, устанавливаемых в новочетвертичной эпохе, граница последнего оледенения проводится отдельными исследователями в разных, довольно отдаленных друг от друга местах. Исследователи, расчленяющие новочетвертичную вюрмскую эпоху на два самостоятельных оледенения, границей последнего считают внешнюю (т. е. юго-восточную и южную) черту маргинальных образований свежего холмисто-озерного рельефа Балтийской возвышенности, что фактически соответствует внешней черте померанско-балтийской стадии.

Другая группа исследователей полагает, что имеющиеся геологические данные недостаточны для стратиграфического обоснования двух самостоятельных оледенений вюрма. В их понимании граница последнего оледенения является границей предельного распространения вюрмских отложений. Автор придерживается последней точки зрения, допуская возможность расчленения новочетвертичной вюрмской эпохи только на стадии.

Г. Ф. Мирчинк (1933), принимая трехкратное оледенение, границу последнего — вюрмского проводил через Калиш, Седлец, Слуцк, Минск, Оршу, Смоленск и дальше к северо-востоку. К вюрмскому времени он относил конечные морены Волковыска, Новогрудка, Смилович, окрестностей Борисова, Орши и Смоленска. Близко к этой линии, с небольшими изменениями и уточнениями в Калининской области, границу максимального распространения первого ледника новочетвертичной — вюрмской эпохи, т. е. границу калининского оледенения, проводят А. И. Москвитин (1950) и Д. И. Погуляев (1955). По А. А. Маккавееву (1959), южная граница отложений морены калининского ледника на территории Белоруссии проходит примерно по линии Осиповичи, Копыль, Ганцевичи, Слоним, Волковыск.

М. М. Цапенко и преобладающее большинство литовских геологов и географов границу последнего оледенения рисуют по юго-восточной стороне Балтийской возвышенности.

Б. Галицкий (Halicki, 1935, 1951), около пятнадцати лет посвятивший изучению стратиграфии четвертичных отложений в бассейне Не-

мана, установил существование ледниковых образований северно-полесского (северно-польского) оледенения, более древнего, чем балтийское (второе новочетвертичное), и более молодого, чем среднепольское (среднечетвертичное). В 1935 г. северно-полесское оледенение он сопоставлял с оледенением варты. При последующих полевых исследованиях автор изменил эту точку зрения. В публикациях 1950—1951 гг. наличие краевых образований северно-полесского оледенения отмечается им в районе верхнего Нарева и Белостока. Предельная граница этого оледенения, по мнению Б. Галицкого, совпадает с границей болот Северного Полесья. К северно-полесскому оледенению Б. Галицкий относит конечные морены в окрестностях Цеханова, Млавы и Червоного Бора (на территории Польши). Севернее Беловежи образования северно-полесского (новочетвертичного) оледенения перекрывают отложения вартинского оледенения. В западном направлении отложения северно-полесского оледенения скрываются под образованиями балтийского оледенения.

В последние годы в геологической литературе термин «балтийское оледенение» употребляется в смысле вюрмского оледенения. Следует отметить, что Б. Галицкий (Halicki, 1935, 1941, 1951) балтийским оледенением называет второе оледенение верхнего плейстоцена (второе новочетвертичное), которому соответствует пятая морена в его стратиграфической схеме (шестикратного оледенения). К первому новочетвертичному оледенению он относит морену четвертую.

Маргинальные формы рельефа, расположенные на поверхности Гродненской, Волковысской, Новогрудской и Ошмянской возвышенностей, сформировались, по мнению белорусских, литовских и других ученых, за пределами вюрмского оледенения, т. е. во время московского, сопоставляемого с вартой, среднечетвертичного оледенения (или стадии). По Б. Галицкому,— это площадь развития маргинальных образований северно-полесского (новочетвертичного), по А. И. Москвитину (1950), Д. И. Погуляеву (1955), А. А. Маккавееву (1959) и другим,— калининского оледенения, по В. А. Чепулите (1961),— бранденбургской — белорусской стадии новочетвертичного оледенения.

Возникает вопрос, где же в таком случае выступают образования варты? Предельную границу варты (первого новочетвертичного оледенения) С. А. Яковлев (1956) проводил через Бобруйск, Славгород (быв. Пропойск), Рославль, Спасс-Деменск и далее по Московской конечноморенной гряде. М. М. Цапенко (1959) предельную границу образований второй половины среднечетвертичной эпохи, соответствующей вартинскому оледенению, намечает по линии: Малорита, Пинск, Лельчицы, Чернобыль, Новозыбков.

Предельную границу маргинальных образований бранденбургской — белорусской стадии, по мнению автора, следует проводить по территории Белоруссии через Сопоцкин, Индуру, Порозов, Слоним, Молодечно, Куренец до Докшиц. Приблизительно на этой же линии, в довоенный период, проводилась внешняя граница варты. Мы считаем, что более убедительной является граница варты, передвинутая вышеупомянутыми исследователями значительно дальше к югу.

Маргинальные образования бранденбургской — белорусской стадии, представленные резкохолмистым конечноморенным и камовым рельефом, сложенным валунными песками, сопоставляются в восточном направлении с белорусской стадией Д. Н. Соболева (1933), верхненеманской стадией М. Лимановского (Limanowski, 1927) и березинской стадией А. А. Алейникова (1957). Считая кутновские и млавские конечные морены Польши образованиями новочетвертичного оледенения, мы увязываем их с южновеликопольской стадией Польши, соответствующей бранденбургской (Rühle, 1957).

Положение края ледника бранденбургской — белорусской стадии отмечают разрозненные группы песчано-валунных конечных морен накопления (насыпных конечных морен) и камов.

Внутреннее строение большинства холмов, насаждение их на рыхлый донноморенный краснобурый суглинок предыдущей полесской стадии раннего вюрма (т. е. полесской стадии, по Д. Н. Соболеву, или калининского оледенения А. И. Москвитина), сочетание этих холмистых участков с другими элементами рельефа, при том отсутствие озер, рытвинных долин и блюдцеобразных термокарстовых котловинок приводит нас к выводу, что на данном участке происходило интенсивное таяние фронтальной части активного ледника. В результате кратковременных осцилляторных подвижек этого ледника (в общем ходе отступания) образовались насыпные массивы валунных песков без видимой слоистости, т. е. насыпные конечные морены. На склонах подледниковых понижений сформировались песчаногалечные холмы, с характерной для камов косой слоистостью, пересекающейся под разными углами. Образования этой стадии, развитые на территории Белоруссии и Юго-Восточной Литвы, характеризуются необычайной завалуненностью. На вершинах холмов наблюдаются свободно лежащие валуны свыше одного метра диаметром. Перигляциальные явления, выступающие на поверхности ледниковых образований данной стадии, возникли во время повторных продвижек ледникового края последующих стадий.

Положение края ледника франкфуртской — нарочанской стадии на территории Литвы и Белоруссии в настоящее время не вполне выяснено. По-видимому, к этой стадии принадлежат островные участки холмов, выступающие на фоне водно-ледниковых (зандровых) песков Юго-Восточной равнины в Литве, суглинистые моренные гряды, выступающие в окрестностях оз. Нарочь, и широкохолмистый моренный рельеф, покрытый суглинистой оболочкой абляционной морены, развитый в пределах Минской возвышенности. Маргинальные образования в окрестностях Радошкович и Заславля (около Минска) по литологическому составу, внутреннему строению и внешнему облику, а также по степени задернованности склонов, значительно отличаются от песчано-валунных конечноморенных массивов насыпного характера бранденбургской — белорусской стадии.

Продолжением франкфуртской-нарочанской стадии к востоку, по мнению автора, можно считать суглинистую моренную гряду, расположенную к северу от г. Орши. Маргинальные образования франкфуртской (познаньской) стадии, на карте Э. Рюле (Rühle, 1957), показанные как образования великопольской — добжинской стадии, на территории Польши представлены крупными массивами конечных морен, часто напорного характера.

Померанская — балтийская стадия представлена широким, почти непрерывным поясом холмисто-озерного рельефа, протягивающегося от Дании через Северо-Восточную Германию, Польшу, Прибалтику, Северо-Западную Белоруссию и дальше к северо-востоку. Внешняя (юго-восточная и юго-западная) часть стадиальной полосы маргинального рельефа представлена песчано-галечными камнями без моренного покрытия. Продольную среднюю часть этой полосы образуют высоко- и среднехолмистые камы, покрытые 0,5—1,5-метровым слоем краснобурой абляционной морены с примесью гальки.

Внутреннюю (северо-восточную и северо-западную) часть полосы слагает сильно- и среднехолмистый моренный рельеф, сложенный краснобурым моренным суглинком. Холмисто-моренный рельеф вытаивал, в большей мере, по-видимому, выдавливался из внутренней морены в трещинах контактной полосы между активной и пассивной частью ледникового покрова. Отдельные элементы рельефа померанской — балтий-

ской стадии расположены хаотически, без какой-либо ориентировки по отношению к странам света. Не наблюдается также какой-либо закономерности и в распределении озер, торфяников, ложбин и термокарстовых котловин. Более закономерно расположены рытвины (рынны) и рытвинные озера. Густая сеть рытвинных долин, в большинстве случаев перпендикулярных к краю ледника, как правило, сопровождает внешний край маргинальной полосы рельефа (померанской балтийской стадии). По нашим наблюдениям, системы рытвин окаймляют краевые зоны рельефа, созданного неподвижной (пассивной), но не отчлененной частью ледникового покрова.

Интенсивное таяние огромной массы льда во всей краевой зоне ледникового покрова освобождало большое количество талых вод, использовавших внутриледниковые, подледниковые или надледниковые трещины, чтобы вырваться наружу. В местах прорыва или выхода вод из краевой зоны ледника возникали подледниковые или приледниковые рытвины и рытвинные озера. Нерегулярная, необычайно развитая система надледниковых и внутриледниковых пустот способствовала одновременному образованию холмистоморенного и камового рельефа. Этот вид рельефа характерен для неподвижной части ледника, тающей широкой полосой, и резко отличается от форм рельефа, возникающих в процессе фронтального таяния ледниковой стены.

Совершенно понятно, что наступающий ледник померанской — балтийской стадии, вначале был активным — подвижным, иначе он не достиг бы занимаемого им положения. Ледниковый край потерял активность и превратился в неподвижную полосу льда при подъеме на довюрмскую возвышенность своего ложа (Чепулите, 1958). Поэтому вполне возможно, что среди форм таяния пассивного льда встретятся единичные напорные элементы, образованные в момент подъема края ледникового покрова.

Некоторые исследователи полосу маргинальных образований померанской — балтийской стадии рассматривают как комплекс обособленных осцилляторных конечноморенных гряд, созданных аккумуляцией края активного ледника. Непонятно, как могли при многократном напоре активного осциллирующего ледника сформироваться почти одинаковые по внешнему облику, внутреннему строению и литологическому составу холмы, как могли многократно повторяться одинаковые пространственные сочетания различных элементов ледникового рельефа.

Маргинальные образования померанской — балтийской стадии прекрасно развиты на всем протяжении Балтийской возвышенности (в Литовской ССР) и Латгальской возвышенности (в Латвийской ССР), на территорию Эстонской ССР образования этой стадии не попадают.

Отложения среднелитовской (литовско-латвийской) стадии представлены двумя видами форм. В низинной полосе они выражены моренной грядой (среднелитовской конечной мореной) — формой напора активного ледника, а на довюрмских выступах послеледникового ложа — холмисто-моренным и камовым рельефом, сформировавшимся во время таяния утратившей подвижность (пассивной) краевой части ледникового покрова.

Грядообразные и обособленные холмистые элементы, слагающие Средне-Литовскую моренную дугу, отмечают положение края активного ледника. Относительная высота отдельных фрагментов гряды колеблется от 8—10 до 20 *м* и больше. Поверхность холмистой гряды, простирающейся между Ионава и Каунас, покрывает слой безвалунного суглинка 1,5—2,0 *м* мощности. С проксимальной — северной стороны к гряде подступает плоская равнина основной (донной) морены, с дистальной — южной стороны примыкает песчаная озерно-ледниковая (лимно-гляциальная) равнина. Некоторые фрагменты гряды, покрытые

слоем 4—6-метровой мощности безвалунного суглинка, располагаются на донной морене, сложенной моренным суглинком с валунами. Возможно, что фронтальная стена активного ледника отчленялась от утратившей подвижность части ледникового покрова более или менее широкой маргинальной трещиной. Основание гряды было выдавлено из моренного суглинка. Покрывающий поверхность гряды покровный безвалунный суглинок — осадок ледниковой мути, осевший в маргинальной трещине. Первоначально вытаявшая моренная гряда была более однородной. Потоки талых вод отступающего ледника расчленили эту моренную гряду на отдельные фрагменты.

Широко развитый холмисто-моренный и камовый рельеф на всей площади Жемайтийской возвышенности свидетельствует о площадном отмирании здесь пассивной краевой части ледника среднелитовской стадии. То же самое можно сказать о маргинальном рельефе этой стадии, развитом на возвышенностях Латвии и Эстонии. В ландшафте высокой части Жемайтийской возвышенности прослеживается закономерное расположение морфогенетических типов рельефа, а именно, постепенный переход от суглинистого холмисто-моренного рельефа, через полосу песчано-галечных покрытых камов и волнисто-бугристых, местами бугристо-холмистых водно-ледниковых (флювиогляциальных) камов в сторону широких понижений довюрмской поверхности, расположенных почти в центре возвышенности. Взаимное соотношение морфогенетических типов такое же, как и в зоне маргинальных образований померанской — балтийской стадии (в пределах Балтийской возвышенности). Разница только в том, что в области Жемайтийской возвышенности морфогенетические типы располагаются кольцеобразно, окружая замкнутые котловины, а в области Балтийской возвышенности образуют продольные полосы, вытянутые вдоль оси возвышенности.

Наиболее высоко расположенные суглинистые элементы холмисто-моренного рельефа Жемайтийской возвышенности постепенно переходят в кольцеобразную полосу камов, покрытых абляционной мореной, и песчано-гравийную полосу непокрытых камов, занимающих более низкое положение. Смена суглинистых элементов маргинального рельефа Балтийской возвышенности четко прослеживается при поперечном сечении ее с севера на юг или с северо-запада на юго-восток, в сторону Юго-Восточной зандровой равнины.

Маргинальные образования среднелитовской (литовско-латвийской стадии, выступающие на Видземской возвышенности в Латвии и на возвышенностях Ханья и Отепя в Эстонии, представлены холмисто-моренным и камовым рельефом, имеющим большое сходство с маргинальными элементами рельефа Жемайтийской возвышенности.

Положение края ледника следующей, северо-литовской (самбийско-эстонской) стадии на территории Литвы отмечено длинной, непрерывной Северо-Литовской моренной грядой (Северо-Литовской конечной мореной), протягивающейся от г. Ауце на западе до д. Билюнай (к северу от г. Пасвалис) на востоке, на расстоянии около 100 *км*. В основании Северо-Литовской моренной гряды залегает плотный моренный суглинок среднечетвертичной эпохи, поверхность гряды покрывает моренный суглинок последнего оледенения и озерно-ледниковые глины.

На вершине гряды наблюдается всхолмление в пределах 3—6 *м* относительной высоты. В восточной части на вершине описываемой гряды встречаются холмы камового типа, сложенные пылеватыми суглинками и супесями с ленточной слоистостью. На южном склоне гряды выступает террасового типа продольная равнинная площадь, покрытая 6—10-метровой толщей озерно-ледниковых глин. Западная часть гряды окружена равниной основной морены. От середины гряды, протягивающейся по направлению к востоку, с юга причленяется к ней

сравнительно узкая полоса (5—10 *км* ширины) ленточных глин, переходящая в озерно-ледниковый бассейн Ионишкелис — Пасвалис. С севера к восточной части гряды в притык подходит равнина основной морены. Существование озерно-ледниковых камов на гребне Северо-Литовской моренной гряды и максимальная мощность озерно-ледниковых глин на южном склоне, установленная бурением, доказывают, что данная гряда образовалась в маргинальной трещине. Поэтому и ее, как и Средне-Литовскую гряду, следует считать маргинальной моренной грядой. Основной ее корпус, сложенный моренным суглинком, был выдавлен в маргинальной трещине, на стыке подвижной (активной) и неподвижной (пассивной, но не отчлененной) части ледникового покрова и покрыт осадками талых ледниковых вод, скопившихся в маргинальной трещине.

После некоторого перерыва положение края ледника описываемой стадии выражено небольшими участками холмисто-моренного рельефа в окрестностях г. Биржай. Отсюда отложения, относящиеся к северолитовской стадии, простираются на север, прослеживаются на территории Латвии, восточнее Бауска и далее через восточную Латвию и северную Эстонию выходят к маргинальным образованиям возвышенности Пандивере (в Эстонии). К северо-литовской, точнее к самбийско-эстонской стадии автор относит маргинальные образования Самбийского пол-ва (в пределах северной части Калининградской области).

В настоящее время не совсем ясно, к которой из двух последних стадий принадлежат маргинальные формы Курземской возвышенности в Латвии? По нашим наблюдениям, создалось впечатление, что остов Курземской возвышенности имел в свое время связь с остовом Жемайтийской возвышенности. Но пологие маргинальные формы рельефа являются образованиями самбийско-эстонской стадии.

Стадиальные полосы маргинальных образований новочетвертичной — вюрмской эпохи на территории юго-восточной Прибалтики выделены на основании морфологического критерия. Стратиграфическое обоснование выделяемых стадиальных полос и выяснение наличия и площади распространения донно-моренных суглинков отдельных стадий является делом будущего и потребует большого коллективного труда многих исследователей Прибалтики.

ЛИТЕРАТУРА

Алейников А. А. Отступление ледника в северо-западной части Русской равнины (стадии отступления).— Ин-т геолог. и геогр. АН Литовской ССР, Научные сообщения, Вильнюс, 1957.

Вознячук Л. Н. О положении границы последнего оледенения в Белоруссии. — Уч. зап. Белор. гос. ун-та, вып. 28, серия геол., Минск, 1956.

Галицкий Бр., Ярошевич-Галицкий А. Отчет по детальной комплексной геологической съемке участка проектного строительства гидроэлектростанции в Турнишках (Вильнюсский район), 1941.

Ильин Е. Н. К характеристике генетических типов ледникового рельефа вюрмской эпохи на территории Северо-Запада Белоруссии.— Докл. АН БССР, т. V, 4. Минск, 1961.

Лаздан А. Я. Геоморфологический обзор Центрально-Видземской возвышенности, Резюме.— Уч. зап. Латвийского гос. ун-та, т. XXVII, вып. 2. Рига, 1959.

Маккавеев А. А. Четвертичные отложения Припятского Полесья.— Вопр. гидрогеол. и инжен. геол., сб. 18. М., 1959.

Мирчинк Г. Ф. Стратиграфия, синхронизация и распространение четвертичных отложений Европы.— Труды II Междун. Конф. Ассоц. по изуч. четвер. периода Европы, вып. II, 1933.

Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., 1950.

Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде.— Изв. АН Эстонской ССР, т. IV, 2. Таллин, 1955.

Погуляев Д. И. Геология и полезные ископаемые Смоленской области, т. 1—2. Смоленск, 1955.

Ряхни Э. О краевых образованиях последнего оледенения на Пандивереской возвышенности. Резюме.— Труды ин-та геол. АН Эстонской ССР, т. VII. Таллин, 1961.
Соболев Д. Н. 1933. Система гляциальных формообразований северо-польской и белорусско-литовской низменности.— Труды Междун. конф. ассоц. по изуч. четвер. периода Европы, вып. III, 1933.
Соколов Н. Н. Геологическое строение и история развития рельефа Северо-Запада РСФСР.— В кн.: «Северо-Запад РСФСР». М.— Л., 1949.
Ханг Э., Лепасепп В. О геоморфологии Хааньяской и Отеняйской возвышенностей. Резюме.— Труды ин-та геол. АН Эстонской ССР, т. VII. Таллин, 1961.
Цапенко М. М., Махнач Н. А. Антропогеновые отложения Белоруссии. Минск, 1959.
Чепулите В. Геоморфологические районы Литвы и их геологическое развитие. Резюме.— Ин-т геолог. и географ. АН Литовской ССР, Научные сообщения, т. VI. Вильюс, 1958.
Чепулите В. А. Основные полосы маргинальных образований на территории Литвы и прилегающих районов.— Труды АН Литовской ССР, Серия Б. Вильнюс (в печати).
Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., 1956.
Яунпутниньш А. И. К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латвийской ССР.— Уч. зап. Латвийского гос. ун-та, т. VII, вып. 1. Рига, 1956.
Яунпутниньш А. О геоморфологической карте Латвийской ССР. Ин-т геолог. и геогр. АН Литовской ССР, Научные Сообщения, т. IV. Вильнюс, 1957.
Basalykas A. Lietuvos TSR reliefo morfogenezės klausimu. Lietuvos TSR Mokslų Akademijos Geologijos ir geografijos institutas, IX t., Vilnius, 1959.
Čepulité V. Viurmo ledynınės epochos stdiir klausimu. Lietuvos TSR MO Geologijos ir geografijos institutas, Mokslinaia pranešimai t. XIII, Vilnius, 1961.
Gudelis V. Vėlyvojo kvartero stratigrafiios ir paleogeografiios klausimai Europoie ir Šiaurės Amerikoje nauiausiais duomenimis. Lietuvos TSR Geografiné Draugija, Geografinis metraštis t. I, Vilnius, 1958.
Halicki B. O zasięgu zlodowacenia baltyckiego w Póénocno — Wschodniej Polsce, Posiedz. Nauk. PIG, N 41, Warszawa, 1935.
Halicki B. Z zagadnien stratygrafii plejstocenu na Nizu Europejskim. Acta, Geolog. Polonica, vol. I, z. 1—2, Warszawa, 1950.
Halicki B. Podstawowe profile czwartorsedowe w dorzeczu Niemna. Acta Geolog. Polonica, vol. II, z. 1—2, Warszawa, 1951.
Limanowski M. Zlodowacenie L_4 na ziemiach wschodnich w związku z hydrografią. Pamiętn. II zjazdu Séow. Geogr. i Etnogr. w Polsce, 1927.
Rühle E. Mapa utworéw czwartorzedowych w Polsce. Inst. Geolog. Biuletyń 118, Warszawa, 1957.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

А. Б. БАСАЛИКАС
Вильнюсский гос. университет им. Капсукаса

О РАЗНОВИДНОСТЯХ КОНЕЧНЫХ МОРЕН, ВСТРЕЧАЕМЫХ НА ТЕРРИТОРИИ ЛИТВЫ

Территория Литовской ССР, находящаяся в окраинной полосе области неоплейстоценового оледенения, отличается богатством и разнообразием ледниковых форм рельефа. Самыми важными среди них являются конечноморенные образования, отмечающие положения края активного ледника в течение отдельных стадий, осцилляций или рецессионных остановок.

В пределах Восточной Литвы и Западной Белоруссии конечные морены Ошмянской и Свенцяно-Нарочанской возвышенностей впервые были выделены Миссуной (Миссуна, 1899; Missuna, 1902), объяснявшей их возникновение действием так называемой Вилейской ледниковой лопасти, надвинувшейся с северо-запада. Эта территория впоследствии изучалась Волосовичем (Wołłosowicz, 1923, 1925) и другими исследователями (Glinicka, 1936), предполагавшими здесь аккумуляцию отложений у края ледника, надвинувшегося с севера.

Значительно слабее были изучены до последнего времени краевые ледниковые образования Балтийской гряды и окаймляющей ее с дистальной стороны Литовской юго-восточной песчаной равнины (Жеймяна-Меркис).

Г. Мортензен, посвятивший ледниковой морфологии Литвы обширный труд (Mortensen, 1924), имел о Балтийской гряде лишь фрагментарное представление. Он считал, что конечные морены в Балтийской гряде протягиваются в широтном направлении, т. е. перпендикулярно длинной оси этой гряды. Это воззрение было опровергнуто Ч. Пакуцкасом, проводившим там многолетние полевые наблюдения и выделившим целый ряд конечноморенных полос (Pakuckas, 1936). Он показал, что главные полосы морен протягиваются вдоль длинной оси Балтийской гряды, хотя, в связи с фестончатым расположением их, имеются и другие направления. При этом Ч. Пакуцкас высказал мысль, что северная часть Балтийской гряды (Аукштайтийская возвышенность) возникла вследствие боковой аккумуляции двух смежных ледниковых лопастей. Северная часть этой возвышенности изучалась также Вилямасом (Viliamas, 1939), который пытался увязать выделяемые им краевые образования с данными И. Кондрацкого (Kondracki, 1938), проведшего большую работу по Браславскому поозерью.

Основываясь главным образом на геоморфологических признаках, Б. Галицкий установил в 1934 г. на юго-востоке Литвы границу последнего оледенения (Halicki, 1934). В дальнейшем попыток установить

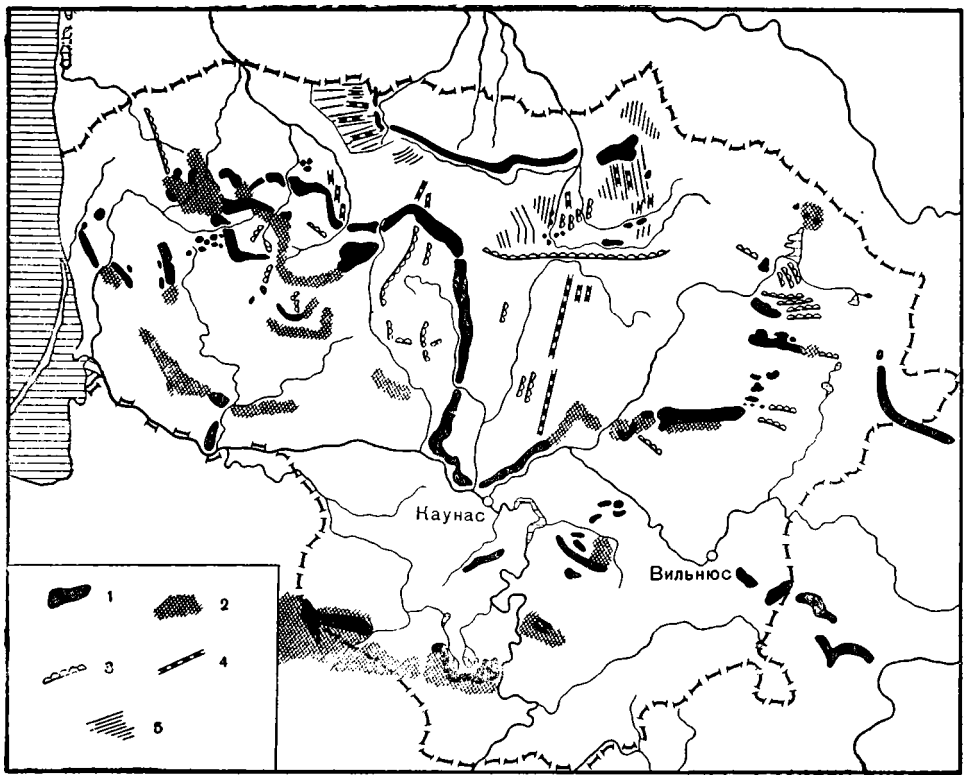


Рис. 1. Частичная копия морфологической карты Литвы Г. Мортензена, 1924 г.

1 — установленные конечные морены; *2* — предполагаемые конечные морены; *3* — гряды, генезис которых не выяснен; *4* — озы; *5* — друмлиновый ландшафт

стадии этого оледенения никем не предпринималось, несмотря на то что именно в это время в Германии уже были выделены бранденбургская, франкфуртская и померанская стадии.

Ныне следы этих стадий устанавливаются на основе как геологических, так и геоморфологических данных, в связи с подробным анализом ледниковых краевых образований (Kudaba, 1961).

Ледниковый рельеф Средне-Литовской низменности долгое время казался очень простым. Еще в 1910 г. Б. Доссом (Doss, 1910) была выделена Северо-Литовская (Куршско-Литовская) конечноморенная гряда, окаймляющая с юга Земгальскую низменность. Длинные меридиональные моренные валы с пологими склонами, протягивающиеся к югу от гряды, были описаны как друмлины. Значительно позднее Мортензеном была выделена Средне-Литовская (Главная Литовская) конечная морена (Mortensen, 1923). Длинные широкие субмеридиональные валы к северу от нее считались озами, а равнины к югу от моренной гряды, сложенные мелкозернистыми песками,— зандрами. Этот взгляд сохранялся и в работах позднейших литовских авторов.

Много внимания Мортензен уделял Жемайтийской возвышенности, ранее никем не исследованной. Он выделил там целый ряд конечных морен, соединив их в обращенные к югу широтные дуги выпуклой (дистальной) стороной (Mortensen, 1924). Тем самым он объяснял возникновение ледникового рельефа Жемайтии краевой аккумуляцией ледника, отступившего к северу (рис. 1), что противоречило фактам соседней Приморской низменности, где еще Берендт нашел Вилькишкскую конеч-

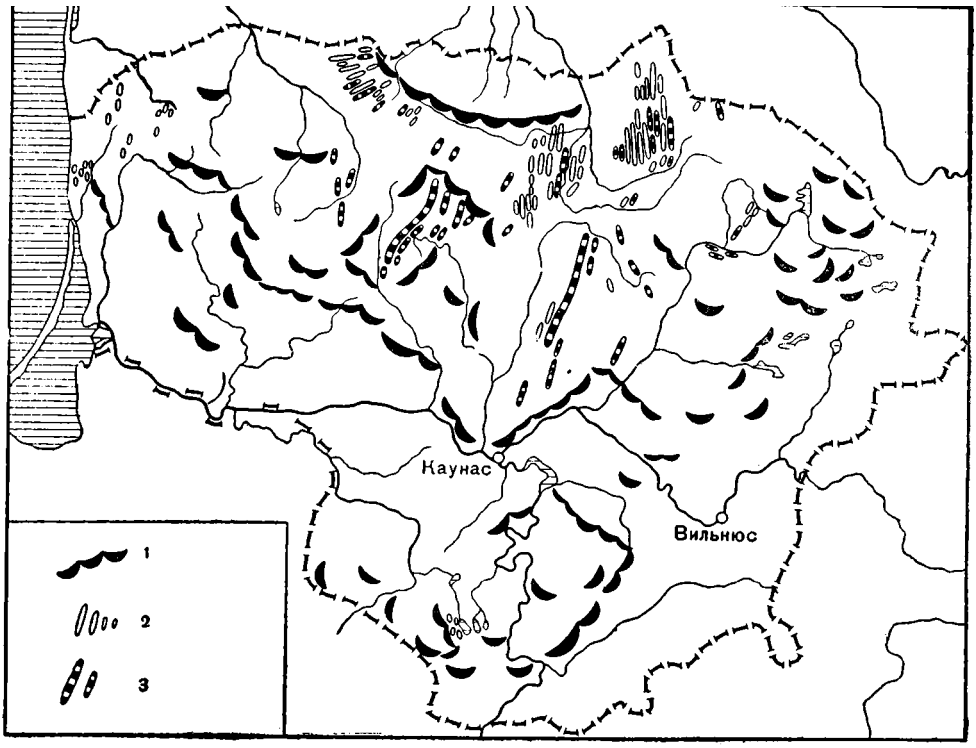


Рис. 2. Частичная копия морфологической карты Литвы И. Далинкевичюса, 1939 г.
1 — конечные морены; *2* — друмлины; *3* — озы

номоренную гряду меридионального направления. Однако скопления моренных гряд вдоль морского побережья, имеющие то же самое меридиональное направление, Г. Вихдорф (Wichdorf von Hess, 1913) считал друмлиновыми полями, тем самым тоже предполагая отступление края ледника к северу.

Картина, нарисованная немецкими геологами для западной Литвы, была немного уточнена литовскими исследователями, которые, однако, придерживались прежних взглядов относительно хода отступления ледника Жемайтии.

На основании накопившихся данных И. Далинкявичюсом была составлена новая морфологическая карта Литвы (Dalinkevičius, 1939), в которой в ледниковом рельефе Литвы выделены краевые образования двух стадий последнего оледенения. Ледники первой стадии, надвинувшиеся с северо-запада, оставили конечные морены Балтийской гряды, имеющие простирание с юго-запада на северо-восток. Новое надвигание, следовавшее с северо-востока, оставило конечные морены, протягивающиеся с северо-запада на юго-восток по всей территории Литвы через южную Жемайтию, центральную часть Средне-Литовской низменности и Балтийской гряды (рис. 2).

В дальнейшем исследования по гляциальной морфологии Литвы были возобновлены В. А. Чепулите. Однако она не уделила должного внимания краевым образованиям, считая, что в Литве не встречаются формы, которые бы соответствовали понятию «конечных морен» (Cepulytė, 1956). На карте, составленной ею, конечноморенные полосы не выделены и включены в рубрику холмисто-моренного рельефа или равнин основной морены.

Немного позже вопросами гляциальной морфологии стал заниматься автор этой статьи. Он считал принципиально важным разграничение в пределах краевых ледниковых образований краевых форм активного живого ледника (напорных и насыпных конечных морен) и холмисто-моренного рельефа, возникающего в краевой полосе тающего ледника путем заполнения трещин и пустот в теле ледника или понижений среди глыб распавшегося на части ледника.

В ходе полевых наблюдений постепенно выяснялся лопастный характер бывших ледников, которые оставили свои конечные морены в виде фронтальных, боковых и межлопастных гряд, обуславливая разнообразную их ориентировку. Этот взгляд нашел частично свое отображение на геоморфологической карте 1959 г., которая была составлена автором, с использованием как довоенных, так и некоторых новых полевых наблюдений, правда еще не значительных (Basalykas, 1959).

В течение последних четырех лет геоморфологические наблюдения велись автором последовательно во всех районах республики, в связи с проводившимися исследованиями ландшафтов. Были прослежены краевые ледниковые образования во всех территориальных орографических единицах. Оказалось, что они распространены значительно шире, чем думали прежние исследователи (рис. 3). В свете новых данных, касающихся строения, распределения и ориентировки краевых ледниковых образований, ныне необходимо внести поправки в ранее существовавшие представления о ходе отступания ледника на территории Литвы.

В так называемой Лидской равнине, лишь частично заходящей в пределы Литвы, несмотря на вторичную сглаженность ее рельефа, заметны следы ряда краевых моренных дуг, оставленных лопастью мезоплейстоценового ледника, надвинувшегося с севера. Лопасть Лидской равнины в ходе уменьшения и отступания, расчленилась на более мелкие языки, следы которых еще видны в окрестностях г. Эйшишкес.

Иным характером гляциальной морфологии обладает Ошмянская возвышенность, тоже заходящая в пределы Литвы лишь частично. Она состоит из ряда напорных или напорно-насыпных дуг, вплотную причлененных одна к другой. Дистальная (самая древняя) дуга Ошмянской возвышенности, простирающаяся от Вильнюса на д. Девенишкес почти в меридиональном направлении, с постепенным отклонением к востоку, срезает краевые дуги Лидской равнины. На основании этого материала можно предполагать, что Ошмянская возвышенность была образована на краю крупной ледниковой лопасти, надвинувшейся под конец среднеплейстоценового оледенения с северо-северо-востока и остановившейся над Литовско-Белорусским кристаллическим массивом.

На северных и западных окраинах Лидской равнины и Ошмянской гряды обнаружены более молодые краевые образования. Из них явствует, что во время максимального продвижения (бранденбургской стадии) новоплейстоценового оледенения, Ошмянская возвышенность и Лидская равнина были окружены надвинувшимися с северо-запада четырьмя ледниковыми лопастями, для которых языковыми депрессиями служили понижения рек Средней Вилии и Жеймены, р. Вильни, среднего течения р. Меркис, нижнего течения рек Меркис и Катра. Особенно сильная конечноморенная аккумуляция происходила на стыке лопастей р. Вильни и средней Вилии и Жеймены. С образованием этого высокого межлопастного конечноморенного массива и отложением боковых морен Жеймено-Вилейской лопасти, Ошмянская возвышенность значительно увеличилась в размерах.

В результате боковой аккумуляции Жеймено-Вилейской лопасти, по мнению автора, также возникла юго-западная часть Свенцяно-Нарочанской возвышенности. Северо-восточная ее часть, имеющая более молодой морфологический облик, состоит из напорных моренных полос,

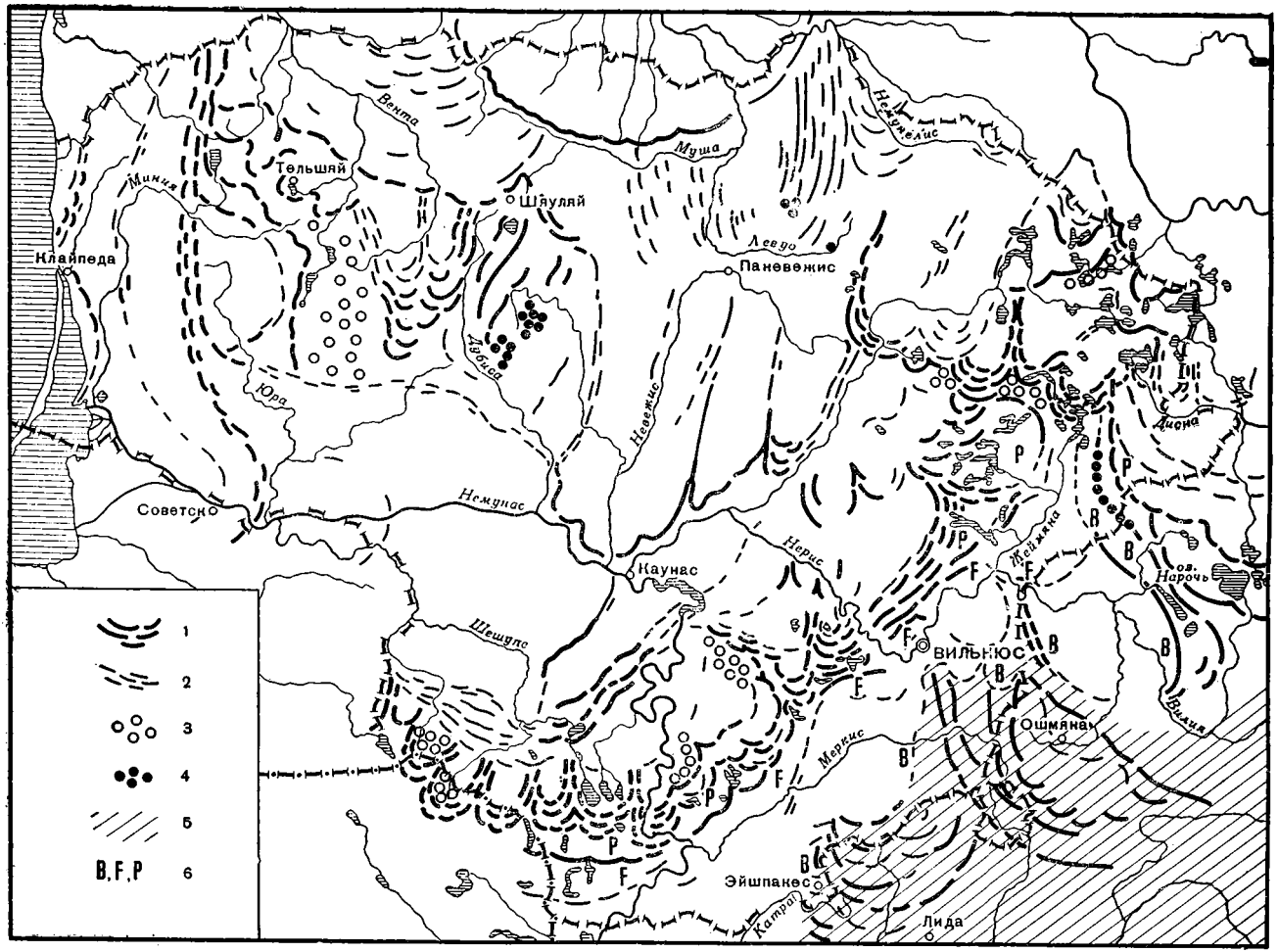


Рис. 3. Краевые ледниковые образования на территории Литовской ССР по данным А. Басаликаса на 1962 г. (с использованием материалов Ч. Кудаба по средней части Балтийской гряды)

1 — полосы ярко выраженных в рельефе напорных и насыпных конечных морен; *2* — полосы слабо выраженных в рельефе напорных и насыпных конечных морен; *3* — главнейшие полосы рельефа платообразных камовых холмов; *4* — краевые образования, не имеющие грядообразной формы; *5* — область мезоплейстоценовых образований. Незаштриховано — область неоплейстоценового оледенения, *6* — образования бранденбургской (B), франкфуртской (F) и померанской (P) стадий в краевой полосе неоплейстоценового оледенения

отложенных на краю другой ледниковой лопасти, надвинувшейся в более позднюю стадию оледенения с северо-северо-востока. Языковой депрессией для этой лопасти служило Дисненское понижение, впоследствии затопленное водами приледникового водоема.

Понижения рек средней Вилии — Жеймены, р. Вильни, среднего течения Меркис и нижнего течения Меркис — Катра, с отступанием и таянием ледниковых лопастей бранденбургской стадии были выполнены водно-ледниковыми отложениями, из-под толщи которых местами выступают рецессионные конечные морены.

В пределах этой Юго-Восточной песчаной равнины видную роль играют насыпные песчано-галечные завалуненные конечные морены, образующие длинные почти прямолинейные полосы или гряды. Предполагается, что полосы отмечают образования следующей, франкфуртской стадии, во время которой ледник долгое время имел стационарное положение и почти не был расчленен на языки.

Совершенно другой характер имеют конечные морены холмисто-озерной Балтийской гряды, простирающейся громадной дугой через всю территорию Литвы. Эта гряда, обладающая наиболее свежим ледниковым рельефом, является, несомненно, краевым образованием померанской стадии последнего оледенения. Прежние исследователи выделяли в ней главным образом лишь насыпные (каменисто-галечно-песчаные) конечные морены, причем их простирание обозначалось произвольно. В ходе новых наблюдений выяснилось, что в пределах Балтийской гряды не меньшее значение имеют и напорные конечные морены. Установлено, что в померанскую стадию край ледника был расчленен на множество небольших языков, каждый из которых оставил комплекс краевых образований, состоящий из чередования напорных и насыпных конечных морен, огибающих языковые депрессии. При этом наиболее сильная аккумуляция происходила в зонах контакта лопастей и языков. Там возникли клинообразные наиболее высокие моренные массивы, протягивающиеся в основном перпендикулярно длинной оси Балтийской гряды. Моренные массивы чередуются с понижениями типа языковых депрессий, которые, в свою очередь, нередко перегорожены менее выраженными краевыми рецессионными образованиями на отдельные котловины. Понижения языковых депрессий часто выполнены озерно-ледниковыми отложениями, заняты камовыми участками и т. д.

Мелкофестончатый рисунок конечных морен, характерный для померанской стадии, совсем отсутствует на Свенцяно-Нарочанской возвышенности и обнаруживается лишь к северу от Дисненской низины, т. е. на Браславской возвышенности.

Довольно сложным оказался ледниковый рельеф и на Средне-Литовской низменности. Были обнаружены напорные и насыпные образования крупной ледниковой лопасти, которая, надвинувшись с запада, покрывала всю Нижне-Неманскую низменность. Эта лопасть не совсем синхронна с Невежисской лопастью, выявленной еще Мортензеном. Этой последней к северу от Каунаса был частично отодвинут назад участок гряды Нижне-Неманской лопасти. Гряды, залегающие на Невежиской равнине, которые раньше обозначались то как радиальные озы, то как друмлины, оказались маргинальными формами, отмечающими боковые края ледниковых лопастей. Маргинальными формами, концентрически опоясывающими понижение у слияния рек Левуо и Муша, автор считает также меридиональные пологие моренные, нередко завалуненные гряды к югу от Северо-Литовской конечной морены, которые со времени Досса описываются главным образом как друмлины. Они являются безусловно боковыми моренами все время уменьшавшейся ледниковой лопасти, фронтальные образования которой к северо-восто-

ку от г. Паневежис засыпаны озерно-ледниковыми песками. Предполагается, что тот же самый характер имеют и так называемые друмлины Средне-Вентской низменности.

Маргинальные гряды, оставленные этими рецессионными ледниковыми лопастями, под различными углами срезаны дугой Северо-Литовской конечной напорной морены, которая образована новым более крупным надвиганием ледника со стороны Рижского залива.

Подтвердилась уже давно высказанная автором мысль о том, что рельеф Жемайтийской возвышенности формировался на стыке отдельных крупных ледниковых лопастей, края которых отодвигались в противоположные стороны, оставляя боковые маргинальные гряды меридионального или субмеридионального простирания (Басаликас, 1957). Это мнение, в свете новых данных, нуждается в дополнении и уточнении. Дело в том, что вся центральная наиболее приподнятая часть возвышенности оказалась сложенной не краевыми образованиями живого ледника, а скоплениями крупных камовых холмов, многие из которых, обладая плоскими вершинами, покрыты озерно-ледниковыми глинами. Эта полоса платообразных камов со всех сторон окружена напорными (реже насыпными) краевыми отложениями живого ледника. С запада камовая полоса опоясана крупными дугами боковых морен, оставленных ледником, край которого отодвигался в сторону Балтийского моря. С восточной же стороны рельеф аналогичного гляциоморфологического плана был частично снесен вторгнувшимся с севера ледниковым языком, напорные моренные гряды которого прослеживаются вдоль верхнего течения Дубисы к югу от Верхне-Вентской депрессии. Надвигание отдельных небольших языков активного ледника отмечается также и на северной окраине камовой полосы (район г. Тельшяй).

Вся возвышенность в целом опоясана со всех сторон маргинальными грядами, оставленными на абсолютной высоте 100—120 *м* вышеупомянутыми Невежиской и Нижне-Немунасской ледниковыми лопастями. Эта последняя лопасть при повторных продвижках, имевших место в ходе общего отступания, оставила еще три боковые гряды в пределах Приморской низменности, самая западная из которых протягивается вдоль морского побережья (Клайпедская гряда).

Рассматривая рисунок оставленных краевых образований (рис. 3), нетрудно прийти к заключению, что ледниковый рельеф в отдельных частях Литвы разновозрастный. Полосы краевых образований одного направления частично уничтожались впоследствии другими ледниковыми лопастями, оставившими маргинальные формы иного направления и характера. Можно говорить о том, что отдельным стадиям и фазам последнего оледенения свойственны и различные гляциоморфологические планы. Например, маргинальные формы бранденбургской стадии прослеживаются на юго-востоке Литвы значительными по величине лопастями, продвинувшимися с северо-запада, тогда как образования франкфуртской стадии отображают собою почти прямолинейный (в пределах наиболее крупных лопастей) очень стационарный характер мощного ледникового края. Краевые образования максимального продвижения померанской стадии имеют характер множества мелких и маломощных языков. Во время отступания ледников этой стадии происходило увеличение дуг маргинальных форм, в основном параллельных Балтийской гряде.

Среднелитовская, а также северолитовская фазы характеризовались вторжением крупных ледниковых лопастей, срезавших формы предшествовавшей фазы. Область предпоследнего оледенения (Лидская равнина и Ошмянская возвышенность) тоже неоднородна в гляциоморфологическом отношении.

Обнаруженные во многих местах Литвы конечные морены оказались весьма различными по степени выраженности, внутреннему вещественному составу и морфологии.

Наряду с резкими формами, доминирующими среди окружающей местности, иногда наблюдаются весьма слабо выраженные и едва заметные конечные морены.

Наиболее выразительными являются насыпные конечные морены, сложенные валунно-щебнистым материалом. Они выделяются всеми исследователями. Менее выразительными являются песчаные насыпные конечные морены, отложенные менее бурными талыми водами у края ледника. Об их конечноморенном характере свидетельствуют включения моренного суглинка, встречающиеся большие валуны среди слоистых песков, а также конфигурация полосы в плане. Разновидностями таких конечных морен автор склонен считать и так называемые маргинальные озы, а также мелкие холмы камового строения, возникшие у края трещиноватого ледника, подтопленного приледниковым водоемом, как это наблюдается к северу и западу от болота Жувинтас, в районе Расейняй-Гиркальнис и т. д. Насыпной характер, по-видимому, имеют местами и краевые гряды, сложенные моренными суглинками или супесями, отложенные при очень малом участии талых вод.

Однако в большинстве случаев гряды, сложенные валунным суглинком, которые занимают видное место среди форм Средне-Литовской и Приморской низменностей, считаются напорными конечными моренами. В их составе встречаются также глыбы безвалунных глин.

Напорные конечные морены, залегающие на низменностях, такие, как Северо-Литовская гряда, выделяются издавна исследователями, так как легко прослеживаются морфологически. Иначе обстоит дело с напорными грядами Балтийской гряды. Их валообразная форма нередко затушована позднейшими термокарстовыми просадками и обнаруживается лишь при внимательном анализе гипсометрических условий и аэрофотоматериала. Они не отличаются завалуненностью. На их поверхности развиваются весьма плодородные почвы, представляющие резкий контраст по сравнению с голым ландшафтом насыпных конечных морен, в настоящее время обычно не используемых под сельскохозяйственные угодия. Выделение напорных конечных морен часто затруднено и тем, что к ним с дистальной стороны не приурочены зандры. С проксимальной (внутренней) стороны они опоясаны насыпными моренами, камовыми участками, или же непосредственно переходят в понижения языковых депрессий, сложенных основной мореной, часто прикрытой водно-ледниковыми осадками.

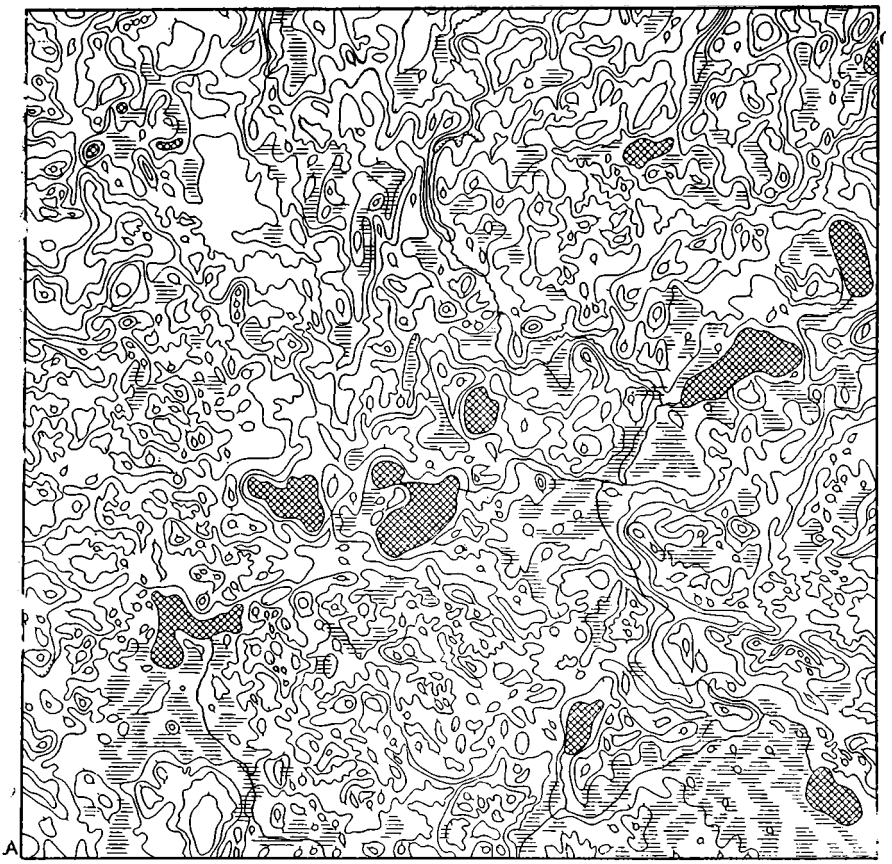
Нередко можно наблюдать двучленное строение конечных морен. Напорные образования сверху прикрыты насыпным (каменисто-галечным) плащом, который характерен для проксимальных склонов гряд.

Еще большее разнообразие конечных морен можно наблюдать в отношении их морфологии. На низменностях они выражены иногда в виде едва заметных грядообразных повышений в 2—3 *км* шириною с совершенно выровненной поверхностью. Такой характер имеет, например,

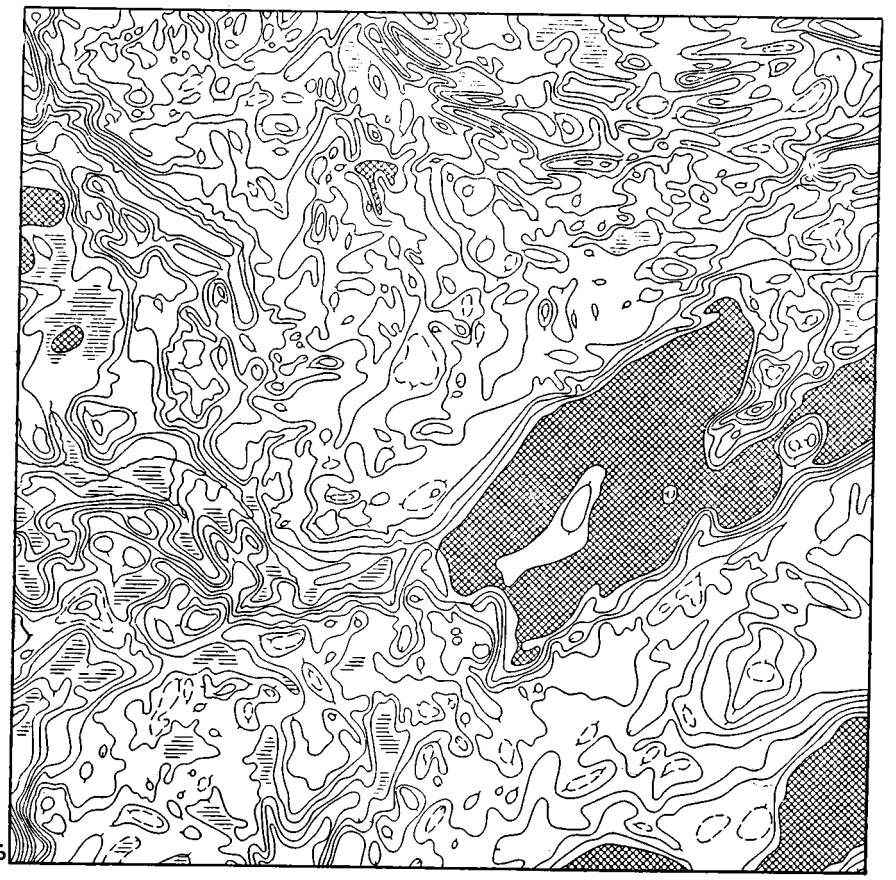
---

Рис. 4. Выкопировки рельефа некоторых разновидностей конечных морен.

Заштрихованы озера. *А* — дуга насыпных конечных морен небольшого, с севера надвинувшегося ледникового языка, преобразованная термокарстовыми просадками; *Б* — гряда насыпных конечных морен (к югу от озера), к которой с севера причленена полоса напорных образований; *В* — полоса напорных образований ледникового языка, надвинувшегося с северо-запада; *Г* — напорная гряда покрыта озерно-ледниковыми осадками, абрадированная с краев приледниковыми водоемами и расчленена эрозией; *Д* — насыпная полоса меридионального протяжения на Ошмянской возвышенности, выровнена солифлюкцией и затем расчленена перигляциальными балками; *Е* — серия рецессионных пологосклонных гряд, выровненных приледниковыми водоемами

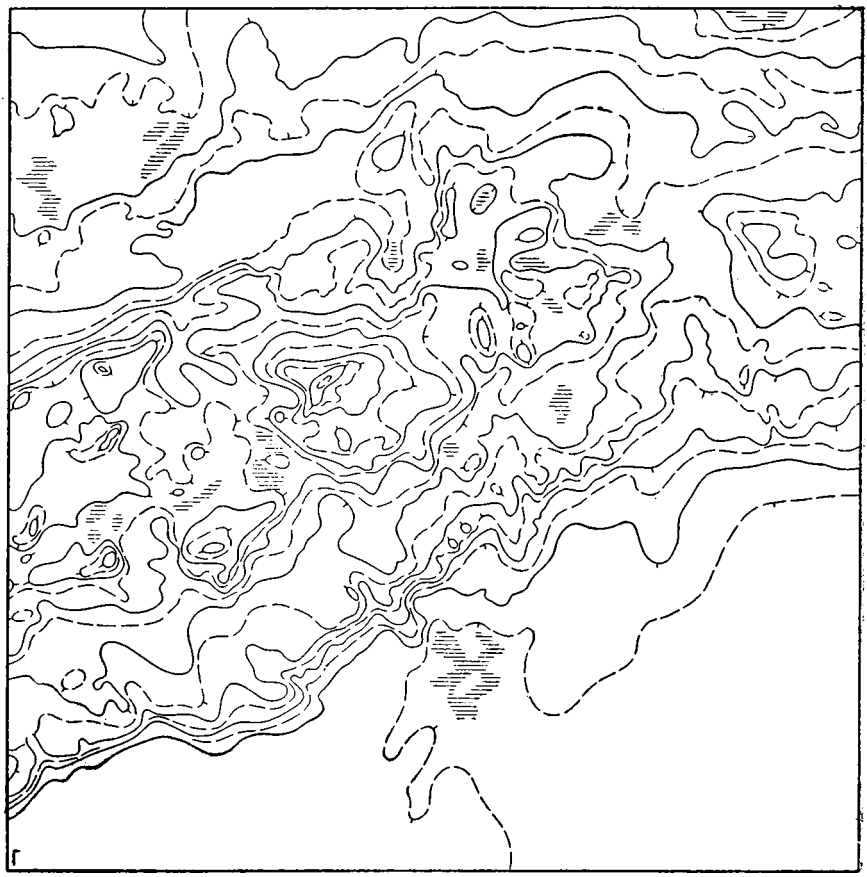


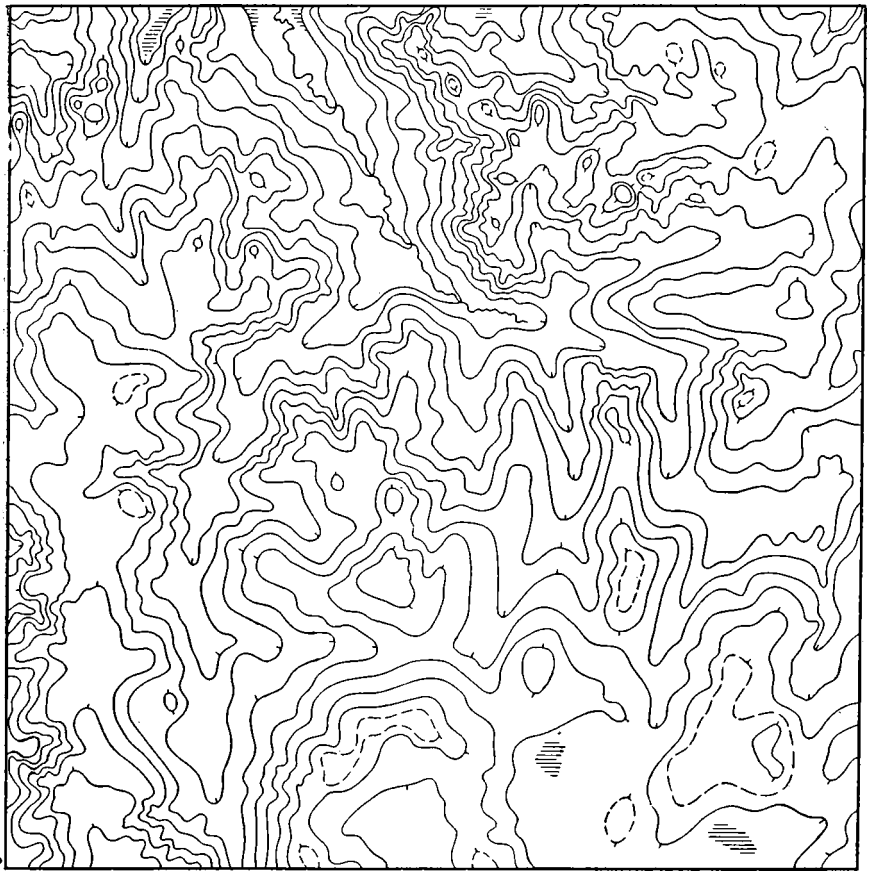
A

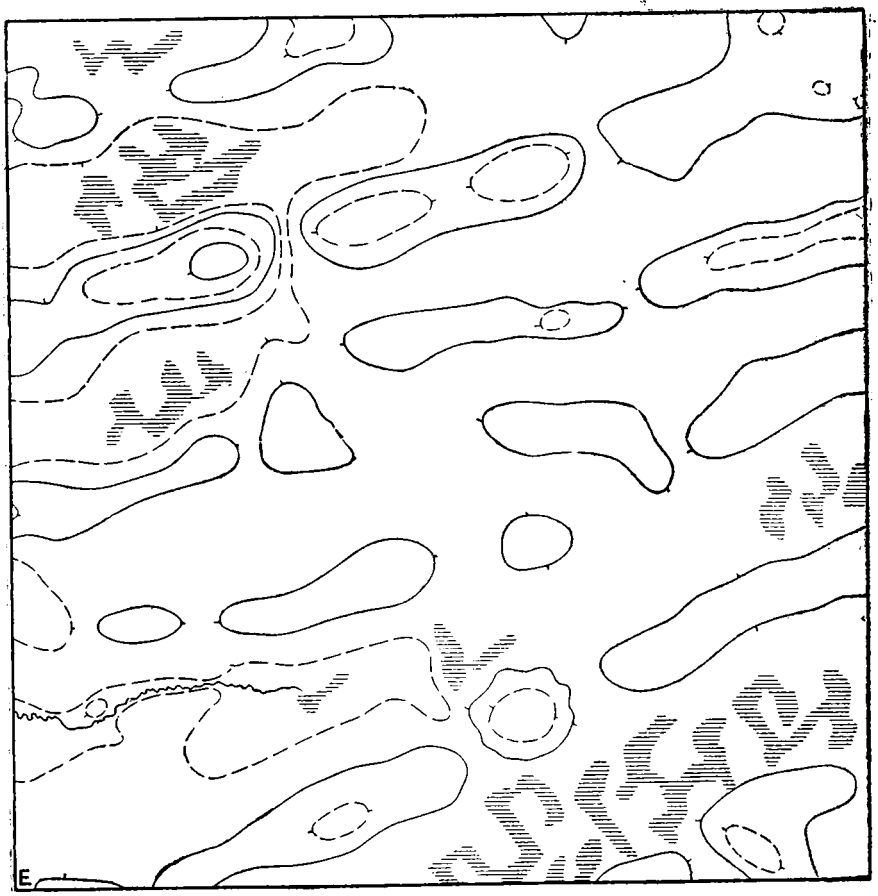


B

S




Д


Е

Вейверская гряда к югу от устья р. Невежис, которая всего лишь на 10 *м* превышает окружающие низменности. Однако, учитывая факт, что низменность к западу от нее покрыта озерно-ледниковыми осадками до 20 *м* мощности, становится ясным, что эта напорная гряда на 30 *м* превышает языковую депрессию. Зондирование болот и разбуривание озерноледниковых осадков у проксимального подножья этой гряды вскрыло весьма неровный погребенный рельеф, что свидетельствует здесь о вторичной выровненности рельефа.

Совершенно плоской поверхностью, покрытой ленточными глинами, обладают фронтальные (самые низкие) участки северо-литовской, среднелитовской конечных морен, а также Билькишкской гряды в низовье Немана. Склоны этих гряд расчленены балками, спускающимися на уровне более низких приледниковых водоемов, вследствие чего выровненные гряды затем приобрели вторичную эрозионную всхолмленность.

Еще более разнообразен рельеф конечных морен холмисто-озерной Балтийской гряды. Некоторые их полосы обладают лишь полого-волнистой поверхностью, в других же такая выровненная поверхность расчленена глубокими западинами. Чаще всего конечные морены Балтийской гряды имеют мелко-крутохолмистый и грядовый рельеф.

Видимое разнообразие конечных морен обусловлено, во-первых, различным генезисом, а во-вторых, разными вторичными изменениями.

Различия в генезисе определялись частично масштабом надвинувшихся ледниковых лопастей, оставивших дуги неодинаковой кривизны. Можно говорить о мега-макро-мезо- и микролопастях, которые, однако, не согласуются ни со стратиграфическим рангом определенной подвижки, ни со степенью выраженности конечных морен. Известно, например, что формы, оставленные малыми лопастями, иногда значительно лучше выражены, чем формы крупных лопастей.

Большее значение имеет, по-видимому, продолжительность напорного или насыпного процесса, которую непосредственно характеризует установленный хронологическо-стратиграфический ранг конечноморенного образования.

Крупное и продолжительное повторное продвижение лопасти создает ярко выраженные напорные морены, тогда как в итоге незначительной продвижки образуются обычно менее яркие формы. Поэтому существенное значение, на наш взгляд, имеет разграничение стадиальных, фазовых и осцилляционных напорных морен.

В образовании насыпных морен этот фактор также имеет значение. Продолжительное стационарное положение края ледника, обусловленное уравновешенным балансом притока и таяния льда, создает условия для образования более ярко выраженных насыпных форм, чем кратковременная его остановка.

Если положительный баланс льда в леднике запечатляется в рельефе в виде напорных, а уравновешенный баланс, в виде насыпных конечных морен, то естественно, логически было бы выделять и рецессионные конечные морены, оставляемые в ходе отступания активного края ледника, т. е. при отрицательном балансе льда. Серии слабо выраженных насыпно-напорных моренных валов с пологими склонами, концентрически опоясывающими некоторые понижения языковых депрессий, относятся, по-видимому, к этой группе морен.

Напорные, насыпные и рецессионные морены могут иметь различный вещественный состав, который определяется составом ложа лопасти, насыщенностью льда моренным материалом, условиями его выпадения, деятельностью талых вод и т. д.

Конечные морены различного генезиса на территории Литвы почти нигде не сохранились в их первичном виде. Со времени образования вплоть до аллерёдского потепления они видоизменялись под действием

целого ряда других геолого-геоморфологических процессов, которые изменили коренным образом их морфологию.

Конечные морены — это древнейшие образования во всем гляциоморфологическом комплексе. Их склоны, в первичном виде весьма крутые, подвергались длительное время солифлюкционному выполаживанию. Подножья и понижения были прикрыты шлейфами материала, потерявшего слоистость, уменьшилась высота гряд и холмов, а также крутизна склонов.

Наряду с солифлюкцией действовал и перигляциальный размыв, который совершается стоком атмосферных вод по деятельному слою голой незадернованной, глубже промерзшей, поверхности. Пологосклонные разветвленные балки перигляциального размыва придают рельефу многих конечных морен волнистость или холмистость, затушевывая первичный грядовый характер. Сеть этих балок очень часто открывается к уровню какого-нибудь бывшего приледникового водоема.

Естественно, что этими процессами в наибольшей степени видоизменены конечные морены предпоследнего оледенения, в меньшей — морены бранденбургской стадии и относительно слабо — морены поморанской стадии.

Геоморфологические наблюдения, проведенные в Литве за последние годы, подтвердили мысль, высказанную Н. Н. Соколовым еще в двадцатых годах: что в преобразовании ледникового рельефа очень большую роль сыграли приледниковые водоемы. На низменностях Литовской ССР следы берегов этих водоемов найдены на абсолютных отметках около 20, 40, 60, 85, 102 метров (Басаликас, 1961; Гарункштис, 1961). У подножий возвышенностей обнаруживаются следы водоемов высотою в 120—130, 145—150 *м* абсолютной высоты, а на Жемайтийской возвышенности — целый ряд более высоких уровней. Все участки конечных морен на низменностях и некоторые на возвышенностях заливались водами приледниковых водоемов и были выровнены абразией, подводным оползанием, аккумуляцией озерно-ледниковых осадков. При снижении уровней водоемов образовывались абрадированные с краев острова или полуострова, которые ныне возвышаются в виде останцов над выровненными поверхностями. Многие из них в древности использовались под городища.

В ходе озерно-ледникового выравнивания первичные конечноморенные гряды сильно понизились, но расширились. Их пологие склоны, бывшие отмели приледниковых озер, ныне часто сложены прибрежными галечниками, что дало повод прежним исследователям считать многие боковые моренные гряды — озами, хотя их ширина более полукилометра.

Не менее важный процесс, который изменил рельеф многих участков конечных морен в области последнего оледенения, это — термокарстовые просадки. Выяснилось, что их проявление приурочено в основном к аллёредскому потеплению. Как самый поздний процесс, термокарстовые просадки наложили свой отпечаток нередко и на такие участки, которые уже перерабатывались. Их действию подвергался более всего рельеф Балтийской гряды, в том числе и ее конечные морены, которые в итоге приобрели сложный, но живописный бугристо-западинный рельеф с крутыми склонами, сохранившийся до наших дней.

Раскрытие причин наблюдаемого различия конечных морен дает основу для создания генетической классификации этих образований. Высшие таксономические ступени такой классификации должны базироваться на различиях генезиса, а низшие — на различиях вторичного преобразования.

ЛИТЕРАТУРА

Басаликас А. Основные черты рельефа Литовской ССР.— Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, т. IV. Вильнюс, 1957.

Басаликас А. Некоторые вопросы рельефа Литвы в позднеледниковое время.— Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961.

Вознячук Л. Н. О положении границы последнего оледенения в Белоруссии.— Уч. зап. Бел. Гос. Унив. им. В. И. Ленина, вып. 28, серия геологическая. Минск, 1956.

Гарункштис А. Значение гляциогенных рытвин для определения динамики последнего оледенения в Юго-Восточной Литве.— Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961.

Миссуна А. Б. Материалы к изучению конечных морен Литовского края.— Мат. к познанию геол. строения Российской имп., вып. 2, 1899.

Basalykas A. Lietuvos TSR reljefo morfogenezės klausimu. Liet. TSR MA Geologijos ir geografijos i-to Moksliniai pranešimai, IX t., Vilnius, 1959.

Basalykas A. Main features of the glacial morphology of Lithuania. Collectanea acta geographica lithuanica. Vilnius, 1960.

Čepulytė V. Lietuvos TSR reljefo morfogenezės klausimu. Liet. TSR MA Darbai, serija B, 2, Vilnius, 1956.

Dalinkevičius J. Lietuvos reliefo formos ių jų kilmė Musų žinvnas, N 25, 1935.

Dalinkevičius J. Lietuvos mineralinės žaliavos «Technika ir Ùkis», N 1, Kaunas, 1939.

Doss Br. Über das Vorkommen einer Endmoräne, sowie Drumlins, Äsar und Bänderton im nördlichen Lithauen. Zentralblatt für Min. etc. Stuttgardt, 1910.

Glinicka J. Matwiejewówna L. i Okołowicz W., O zasięgu i fazach zlodowacenia baltyckiego na pojezierzu Narockiem. Prace Tow. Prazyjaciół Nauk., t. X. Wilno 1936.

Halicki Br. O zasięgu zlodowacenia w północno — wschodniej Polsce. Posiedzenia naukowe P. I. G., 41, Warszawa, 1934.

Hausen H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern, Fennia, 34, N 2, 1913.

Kondracki J. Studia nad morfologią i hydrografią Pojezierza Brasławskiego. Przegląd geograficzny, t. XVII, 1938.

Kudaba Č. Galimų morenų klausimu Trakų aukštumoje. Leit. TSR Aukštųjų mokyklų Mokslo darbai, Geografija ir geologija, I t., 1961.

Missuna A. Über die Endmoränen von Weissrussland und Litthauen. Zeittschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1902.

Mortensen H. Über eine Endmoräne im nordwestlichen Litauen. Jahrb. preuss. geol Landesanstalt, Band XLII, 1923.

Mortensen H. Beiträge zur Entwicklung der glazialen Morphologie Litauens, Geologisches Archiv. B. 3. 1—2, Königsberg Pr., 1924.

Okołowicz W. Geomorfologia okolic srodkowej Wilii. Państwowe wydawnictwo naukowe. Warszawa, 1956.

Pakuckas Č. Galinių morenų kryptis rytines Lietuvos aukštumose ir tų aukštumų kilmė, Kosmos XIII, Kaunas, 1936.

Pakuckas Č. Pietinės Lietuvos glacialmorfologiniai bruožai, Kosmos, XIX, Kaunas, 1938.

Pakuckas Č. Vilniaus krašto pleistoceno klausimai, Kosmos, XXI, 1940.

Pachucki Cz. O przebiegu moren czołowych ostatniego s zlodowacenia północno— wschodniej Polski i terenów sąsiednich. Z badań czwartorzędu w Polsce. Biuletyń 65, t. I, Warszawa, 1951.

Vaitiekunas P. Lietuvos TSR teritorijos regionine padėtis pleistoceninių Europos apledėjimų strityje. Lietuvos TSR Aukštųjų mokyklų Mosklo darbai, I t., 1961.

Viliamas V. Sėlių aukštumų morfologiniai bruožai su Alaušo, Avilio, Čičirio, Ezaraso ir Giedrio ežerų morfologija. Kosmos, 1—3, Kaunas, 1939.

Wichdorf von Hees. Über eine Drumlinlandschaft bei Nimmersatt an der russichen Grenze. Jahrb. preuss. geol. Landesanstalt, B. 83, 1913.

Wołłosowicz S. O grzedach morenowych ziemi Narockiej i granicy młodszego zlodowacenia w dorzeczu Wilii. Sprawozdanie P.J.G. t. II, Warszawa, 1923.

Wołłosowicz S. Utwory dyluwjalne na południowo-zachodnim krańcu lądolodu Wilejskiego. Posiedzenia naukowe P.I.G. t. III, Warszawa, 1925.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

М. И. ЛОПАТНИКОВ и С. М. ШИК
Геологическое управление центральных районов

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВАЛДАЙСКОГО И МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Краевые образования древних ледниковых покровов широко распространены в центральной части Русской равнины и неоднократно описывались многими исследователями; однако специальных работ по их изучению не проводилось.

В настоящем сообщении излагаются данные по краевым образованиям валдайского и московского оледенения, полученные в результате проводящихся Геологическим управлением центральных районов геологических съемок. Правда, эти съемки ни по своему масштабу, ни по стоящим перед ними задачам не дают возможности для достаточно детального изучения краевых образований, что, естественно, сказывается и на содержании настоящего сообщения.

По данным геологических съемок, в основных чертах согласующихся с представлениями предыдущих исследователей (Г. Ф. Мирчинк, Н. Н. Соколов, А. И. Москвитин и др.), на рассматриваемой территории выделяется мощная зона краевых образований валдайского оледенения и ряд зон конечноморенных образований московского оледенения. В области днепровского оледенения сколько-нибудь четко выраженных краевых образований наблюдать почти не удается; только на одном участке, в северной части Брянской области, выделяются очень интересные морены напора, созданные, очевидно, ледниковым языком, спускавшимся по узкой и глубокой древней долине пра-Десны. Они представляют собой расположенные по обеим сторонам этой долины крупные гряды (длиной до 15—18 *км* при ширине до 3—4 *км* и высоте до 60—80 *м*), сложенные мезозойскими отложениями, которые давлением льда были сорваны со склонов древней долины, сдвинуты в сторону на несколько километров, выжаты на 50—60 *м* вверх и смяты в систему параллельных складок различной крутизны (от 10—15 до 60—70°). Не только в целом эти гряды, но и отдельные складки хорошо выражены в современном рельефе; поэтому отсутствие на остальной площади краевых образований днепровского оледенения объясняется, вероятно, не их последующим разрушением, а какими-то специфическими условиями отступания днепровского ледникового покрова.

В области московского оледенения выделяется не менее пяти зон краевых образований, представленных участками крупно-холмистого (часто грядово-холмистого) конечноморенного рельефа, обычно хорошо вырисовывающимися на фоне окружающих моренных равнин и зако-

номерно сочетающимися с другими элементами краевых образований (камами, зандровыми равнинами и т. д.).

Следует отметить, что среди краевых образований как московского, так и валдайского оледенений почти не встречаются типичные конечные морены, т. е. сравнительно узкие гряды, вытянутые вдоль бывшего края ледника. Гряды такого характера, принимавшиеся многими предыдущими исследователями за конечноморенные, в большинстве случаев на самом деле являются озами.

Крайняя южная зона краевых образований московского оледенения довольно близко совпадает с границей его распространения, в большинстве случаев хорошо прослеживающейся как по геологическим данным (выклинивание московской морены), так и по смене ледникового рельефа области московского оледенения сильно переработанным эрозией рельефом области днепровского оледенения. В рассматриваемом районе краевые образования этой зоны хорошо выражены в районе г. Рославля, к западу от него, а также в районе г. Екимовичи.

Продолжением зоны краевых образований являются, по-видимому, конечные морены, наблюдающиеся между Мосальском и Калугой, а также Бронницкие конечные морены. Очевидно, они образовались во время максимальной фазы развития московского ледникового покрова, названной А. И. Москвитиным Бронницкой, и соответствуют самому южному поясу краевых конечноморенных образований Белоруссии.

Севернее располагается второй хорошо выраженный пояс краевых форм. Он начинается в районе Смоленска и прослеживается отсюда на восток на Ельню — Спас-Деменск — Людиново почти непрерывной цепью крупных холмов и гряд, которые с юга окаймляются очень хорошо выраженной полосой зандровых равнин. Восточнее продолжением пояса служат конечноморенные образования в районе Износок, Верей и Наро-Фоминска.

Третий пояс представлен конечноморенными образованиями в районе к северу от Смоленска, продолжением которых на восток являются большие участки холмистоморенного рельефа в районе Сафонова, Вязьмы, в верховьях р. Москвы и в районе Волоколамска. С юга этот широкий пояс конечноморенных образований, так же, как и предыдущий, сопровождается водноледниковыми отложениями, развитыми вдоль долины рек Днепра, Угры, Гжатки и Москвы.

Четвертый конечноморенный пояс образован участками крупнохолмистого моренного рельефа, протягивающимися от истоков реки Межи и верхнего течения р. Молодой Туд через Ильи Горы и далее на восток севернее Старицы и южнее Калинина. В восточной своей части этот пояс также окаймлен полосой водноледниковых отложений, протягивающихся вдоль долины р. Шоши.

Наконец, пятый, самый северный пояс развития крупнохолмистого моренного рельефа приурочен к Вышневолоцкой гряде и представлен холмами по левобережью и правобережью Волги к югу от оз. Селигер, большой площадью холмистого рельефа в районе к западу-северо-западу от Торжка («Свиные горы»), холмами и грядами между городами Вышний Волочок и Лихославль. Этот пояс крупнохолмистого моренного рельефа также сопровождается полосой зандров и озерноледниковых равнин. Он расположен в непосредственной близости к границе валдайского оледенения и на ряде участков смыкается с его краевыми образованиями.

Два последних пояса на западе как бы «упираются» в границу валдайского оледенения, льды которого по Межинской низине продвигались далеко на юг и перекрыли западное продолжение московских краевых образований. Очевидно, именно данное обстоятельство заставило в свое время Г. Ф. Мирчинка отнести эти два пояса к вюрмскому оледе-

нению, рассматривая их как восточное продолжение зоны свежего ледникового рельефа, развитого севернее с. Микулино и в районе оз. Щучье. Это же обстоятельство, по-видимому, сыграло определенную роль в формировании представлений А. И. Москвитина, который отнес краевые образования к максимальной и вышневолоцкой стадиям выделенного им калининского оледенения. Между тем еще Г. Ф. Мирчинк отмечал отсутствие данных о формах свежего ледникового рельефа среди этих краевых образований, но объяснял это недостаточной геоморфологической изученностью района.

В настоящее время в результате геологических съемок установлено, что пояс свежего ледникового рельефа, соответствующий максимальному распространению вехнечетвертичного оледенения, от г. Белого прослеживается не на восток, как это полагали Г. Ф. Мирчинк и А. И. Москвитин, а почти на север вдоль верхнего течения Западной Двины до пос. Андреаполь и далее на северо-восток к пос. Селижарово. Как известно, именно так проводил границу валдайского оледенения Н. Н. Соколов.

Калининский и Вышневолоцкий пояса конечноморенных образований по характеру рельефа ничем принципиально не отличаются от расположенных южнее краевых образований московского оледенения. Принадлежность их к московскому оледенению подтверждается и стратиграфическими данными — наличием в этой области микулинских межледниковых отложений, не перекрытых мореной. Некоторые разрезы таких отложений в бассейне р. Межи были описаны Н. Н. Соколовым; еще ряд разрезов был обнаружен и изучен при геологической съемке.

Севернее Вышневолоцкой зоны краевых образований московского оледенения располагается мощный пояс краевых образований валдайского оледенения.

Краевые образования валдайского оледенения представлены сложным комплексом конечноморенных гряд и моренных холмов, среди которых в большом количестве встречаются озы и камы. Для этого комплекса характерно наличие сравнительно мелких, но очень четкой формы холмов и гряд, разделенных котловинами. Реже он создан сравнительно крупными (до 0,5—0,8 *км* к диаметре) холмами, но в этом случае на поверхности крупных холмов наложено большое количество мелких холмов, отчего весь рельеф приобретает сложный характер.

Наиболее характерной чертой рельефа области краевых образований валдайского оледенения является крайне слабая его эрозионная освоенность, благодаря чему древнеледниковый рельеф территории сохранился до настоящего времени в очень мало измененном виде. Несмотря на часто значительную расчлененность и пересеченность рельефа, расчленение здесь первоначальное, связанное с неровностями первичного ледниково-аккумулятивного рельефа, а не с последующей эрозией. Протекающие здесь ручьи и речки не имеют сколько-нибудь разработанных долин и пассивно следуют понижениям среди холмисто-моренного рельефа. Значительная часть площади не включена еще в общую эрозионную сеть, а дренируется речками, привязанными к местным базисам эрозии. Имеющиеся в большом количестве среди холмисто-моренного рельефа замкнутые котловины заняты многочисленными озерами или заболочены.

Чрезвычайно широким распространением пользуются в краевой зоне валдайского ледникового покрова озы и камы. Они встречаются обычно среди холмистоморенного рельефа, но могут создавать на значительных площадях и своеобразные озово-камовые ландшафты, среди которых моренные холмы играют подчиненную роль. В наиболее типичной форме рельеф этого типа представлен в районе г. Западная Двина и к югу от него, в обширной низине бассейна р. Межи, которая была

занята языком валдайского ледника. Эти сложные комплексы форм водноледниковой аккумуляции возникли в условиях таяния мертвого льда и в настоящее время это обычно наиболее пониженные части территории.

С юго-востока пояс валдайских конечноморенных образований окаймляется широкой полосой зандров и озерноледниковых равнин.

В области краевых образований московского оледенения в пределах всех вышеперечисленных пяти поясов рельеф в общем сходен между собой и вместе с тем очень резко отличается от рельефа краевых образований валдайского ледника. Прежде всего он характеризуется общей сглаженностью и мягкостью форм. Краевые образования представлены здесь гораздо более крупными массивными холмами, поверхность которых сильно сглажена солифлюкционно-делювиальными процессами и плащом покровных суглинков, накапливавшихся в перигляциальной зоне во время валдайского оледенения. Холмы имеют длинные и пологие склоны, постепенно сливающиеся с поверхностью, на которой они располагаются, в плане, как правило, крупные, достигая в диаметре от сотен метров до 1—2 *км* и более. Сколько-нибудь четко выраженная бугристость на их склонах обычно отсутствует. Относительные превышения, несмотря на крупные размеры холмов, обычно не более двух — трех десятков метров.

Рельеф в пределах краевых образований московского оледенения уже в значительной степени переработан эрозией. Это находит свое проявление прежде всего в том, что понижения, разделяющие холмы, не имеют здесь характера замкнутых котловин, а представляют системы переходящих друг в друга ложбин. Ложбины эти, как правило, включены в общую эрозионную сеть, и замкнутые бассейны, привязанные к собственным базисам эрозии, отсутствуют.

В связи с этим здесь почти совершенно нет озер, столь характерных для области валдайских конечноморенных образований. Все котловины среди холмистоморенного рельефа, как правило, сухие или (реже) заболочены. Существовавшие озера спущены, а их котловины заполнены осадками и заторфованы. Редкие озера, встречающиеся на этой территории, являются реликтами древних крупных озер и занимают лишь ничтожную часть озерной котловины, а сами озера сильно заилены и заторфованы. Такого типа холмистоморенный рельеф Н. Н. Соколовым в свое время очень удачно был назван «холмисто-долинным».

Довольно широким распространением пользуются в области московского оледенения озы и камы. Однако они почти нигде не образуют здесь сложные озово-камовые комплексы, подобные широко распространенным в области валдайского оледенения. Чаще всего они представлены одиночными формами, генетическая связь между которыми в современном рельефе уже не улавливается. Озы и камы часто имеют очень крупные размеры и обычно расплывчатую форму и часто размыты.

Данными, полученными при геологической съемке, установлено, что на участках развития крупнохолмистого моренного рельефа мощность моренных отложений значительно возрастает и достигает 50—60 *м*, а в отдельных случаях и 80—90 *м*, в то время, как обычно она не превышает 20—25 *м*. Это свидетельствует о том, что участки крупнохолмистого рельефа образовались в результате интенсивной аккумуляции моренного материала в местах длительных остановок края ледника.

Геологическое строение конечных морен довольно различно. Преимущественно это аккумулятивные образования, иногда целиком сложенные валунными суглинками или же разнозернистыми песками. Чаще же в них наблюдается сложное чередование (как в вертикальном разрезе, так и по площади) суглинистого и песчаного материала; не-

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

С. А. СТРЕЛКОВ
Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР

ГЕНЕЗИС ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА И КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА РАВНИНАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Во время последнего (зырянского) оледенения в северо-восточной части Западной Сибири существовали в близком соседстве различные по динамике типы ледниковых покровов. Такая особенность этой территории отражает своеобразие соотношения хионосферы с земной поверхностью у подножья Средне-Сибирского плоскогорья.

Убывание энергии, мощности и активности обмена льда по направлению к востоку хорошо известно и объяснено И. П. Герасимовым и К. К. Марковым (1939), П. А. Шумским (1947) и др. Сопоставив различную активность ледников, распространявшихся из разных горных центров севера Евразии (Скандинавии, Кольского п-ова, Урала, Путорана, Верхоянья), автор попытался уточнить данное ранее объяснение постепенным повышением снеговой границы с запада на восток с одновременным изменением мощности хионосферы, насыщенности ее осадками и распределения осадков в ней по вертикали (Стрелков, 1962). По этому предположению над северной частью Западной Сибири снеговая граница в момент наибольшего снижения соприкасалась с поверхностью местности, создавая условия для возникновения местных, сначала фирновых, а затем и ледниковых шапок и покровов, отличавшихся крайне малой способностью к активному движению. В то же время западные склоны Средне-Сибирского плоскогорья еще раньше, чем снеговая граница коснулась равнин, стали получать достаточное количество осадков для того, чтобы с них начали стекать ледники, образовавшие предгорные покровы с активными краями. Предел распространения предгорных покровов на равнину определялся прежде всего условиями обмена льда между окраиной плоскогорья, где была основная область питания, и равниной, где льды растекались, подвергаясь испарению и частичной абляции. Существенное, но все же второстепенное влияние на расположение краевой зоны предгорных покровов оказывал также рельеф подледниковой поверхности.

Со стороны Таймырского п-ова на северо-восток Западной Сибири также мог проникнуть предгорный покров, занявший бассейн рек Танамы и Яры. Однако этот покров в дальнейшем своем развитии не мог получать питания для проявления какой-нибудь активности и должен был омертветь.

В первом приближении, следовательно, ледниковые покровы северо-восточной части Западной Сибири должны быть разделены на автохтонные, возникшие на месте (в центре низменности) и аллохтонные, распространившиеся с гор Средне-Сибирского плоскогорья и Таймыра.

Аллохтонные ледниковые покровы, в свою очередь, разделяются на сохранившие хотя бы слабую активность в течение периода своего существования и омертвевшие вскоре после образования.

Действительно, отложения и рельеф поверхности южной части Гыданского п-ова в бассейнах рек Таз, Мессо, Большой Хеты чрезвычайно отчетливо отражают это разделение. Бассейн Мессо, большая часть бассейна Таза и западная часть Гыданского п-ова представляют собой полого волнистые равнины, сложенные с поверхности маломощными водно-ледниковыми отложениями: зандровыми песками, песчано-суглинистыми осадками приледниковых разливов, отложениями сглаженных камовых полей и т. д. Однако всюду в небольшом количестве встречаются валуны и галька пород, развитых на Средне-Сибирском плоскогорье, а рельеф иногда осложняется песчаными и песчано-галечными грядами и даже холмами, которые В. Н. Сакс (1951) считал ледниковыми.

На левобережье Енисея и в бассейне Большой Хеты преобладает холмисто-озерный рельеф, характерный для краевой зоны оледенения. Хотя типичных морен напора здесь не наблюдается, признаки слабой активности льда проявляются в наличии моренных отложений, общем характере рельефа и в существовании двух поясов стадиальных образований.

Наконец, на северо-востоке Гыданского п-ова, в бассейне Танамы, Яры и Пелятки, рельеф и отложения отличаются как от первого, так и от второго района. В рассматриваемом районе преобладает полого-холмистый или холмистый рельеф, близкий к камовому. Территория сложена преимущественно песками с валунами и галькой, но в отдельных местах обнажается морена. В составе гальки и валунов встречаются породы Таймырского п-ова. В осадках, подстилающих отложения зырянского оледенения, отмечены нарушения, которые можно рассматривать как гляциодислокации, а Ю. Н. Кулаковым и В. Н. Соколовым в 1951 г. установлены надвиги отторженцев меловых пород на морские межледниковые слои с характерной фауной.

Сочетание упомянутых признаков активного движения льда с признаками формирования осадков в условиях мертвого или омертвевшего покрова (камы, песчано-галечные отложения), на наш взгляд, хорошо отражает особенности развития оледенения. Очевидно, в начале оледенения сюда распространился предгорный покров с гор северной части Таймырского п-ова, который передвинул отторженцы, местами нарушил залегание морских осадков и отложил морену, впоследствии частично размытую. Непосредственно вслед за тем ледниковый язык потерял связь с центром питания, утратил активность, и дальнейшее его развитие происходило в условиях медленного распада омертвевшего льда с отложением преимущественно водно-ледниковых осадков.

Самые крайние северные участки Гыданского п-ова не имеют никаких следов воздействия оледенения. Надо полагать, что здесь существовала перигляциальная обстановка, такая же, как за южными пределами распространения малоактивных ледниковых покровов, т. е. южнее 66° с. ш.

Таким образом, в ледниковой зоне Северо-Востока Западной Сибири отчетливо выделяются три области, различные по характеру развития и по степени воздействия ледников на рельеф (рис. 1):

1. Восточная область распространения путоранского предгорного покрова. Холмисто-моренная равнина со стадиальными образованиями.

2. Северо-восточная область распространения таймырского ледникового покрова, потерявшего активность и таявшего в омертвевшем состоянии. Холмистая равнина водно-ледниковой и частично ледниковой аккумуляции.

3. Область существования возникших на месте ледниково-фирновых шапок и покровов, смыкавшихся с краевыми частями предгорных покровов. Полого-волнистая равнина преимущественно водно-ледниковой аккумуляции.

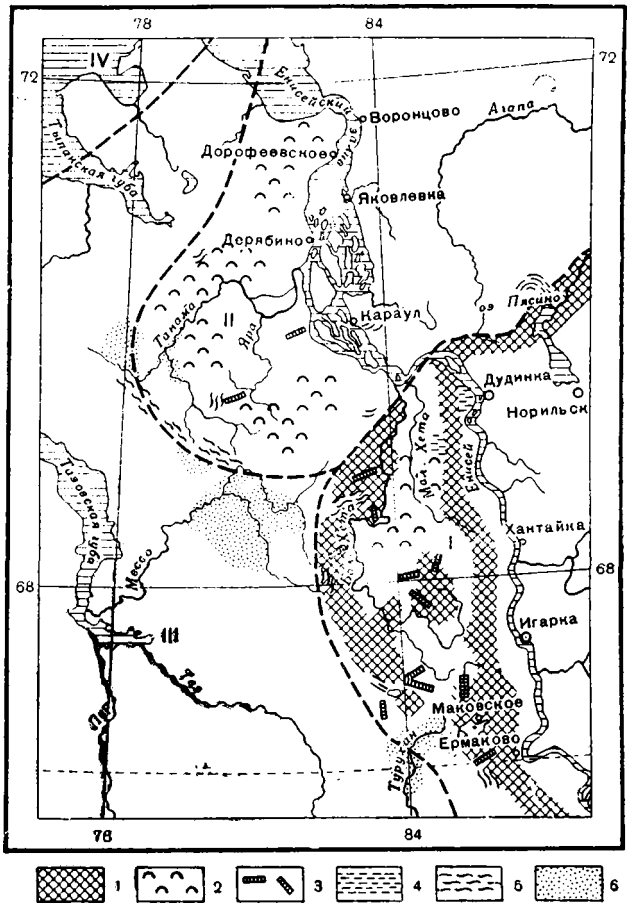


Рис. 1. Схематическая карта ледникового рельефа северо-востока Западной Сибири.

I — область путоранского активного покрова; *II* — область таймырского омертвевшего покрова; *III* — область автохтонных покровов и шапок; *IV* — перигляциальная область

1 — холмисто-моренный рельеф; *2* — камовый рельеф; *3* — ложбины подледникового стока; *4* — озерно-ледниковые равнины; *5* — серии гряд озового типа; *6* — зандровые и озерно-аллювиальные равнины

Указанное сочетание типов оледенения очень специфично. Насколько автору известно, «стыка» подобных форм оледенения не выявлено где-либо еще. Общая закономерность убывания интенсивности оледенения в восточном направлении выразилась на северо-востоке Западной Сибири в преобладании малоподвижных ледников (омертвевших или возникших на месте), а также в малой мощности предгорных покровов. Маломощность их, в частности, проявилась в существенном отличии ледниковых образований севера Сибири от ледниковых образований других областей.

Как уже отмечено, ледниковый рельеф трех упомянутых областей различен. Наиболее разнообразны формы ледниковой аккумуляции в области развития путоранского предгорного покрова, где был наибольший обмен льда и где ледниковый покров проявлял активность. Поэтому их мы рассмотрим подробнее.

Вся область распространения путоранского предгорного покрова от левобережья Большой Хеты до уступа плато Путорана — это по существу почти единая обширная зона краевой аккумуляции. Здесь совершенно отсутствуют моренные равнины, расположенные между областью питания оледенения и его краевой зоной, что часто наблюдается на территориях более мощного материкового оледенения. При более внимательном рассмотрении рельефа области развития путоранского предгорного покрова намечаются следующие главные черты ее рельефа.

В общем поле распространения ледниковых и водно-ледниковых образований выделяются две полосы холмисто-озерного рельефа, характерного для краевой зоны оледенения. В плане они расположены в общем меридионально, несколько выпукло к западу. Одна тянется вдоль левого берега Енисея от пос. Ермаково и оз. Маковского на север к вершине обращенной к северу дугообразной излучины Енисея, поворачивая затем на северо-восток. Вторая расположена в 70—110 *км* западнее, на левобережье Большой Хеты. Обе полосы чрезвычайно четко заметны на аэрофотоснимках и картах. Среди них преобладают скопления изометрических и неправильных холмов, в котловинах между которыми лежат озера различных очертаний, имеющие даже на близком расстоянии друг от друга разные отметки уровней. Небольшие эрозионные долины либо явно приспособлены к распределению холмов и впадин, либо занимают ложбины подледникового стока. Последние не всегда освоены позднейшей долинной сетью, но обычно заполнены озерами, имеющими соответственно либо линейно вытянутую, либо сложную коленчатую форму. Ложбины стока ориентированы большей частью в широтном направлении.

По имеющимся обнажениям не установлено четкого разделения ледниковых отложений межстадиальными, поэтому внутреннюю полосу ледникового рельефа можно считать только стадией отступания. Две полосы стадиальных холмисто-моренных образований разделены промежуточной полосой волнистого или полого-холмистого рельефа, сложенного преимущественно водно-ледниковыми песками, валунными песками и озерно-ледниковыми супесями. К этой части приурочена долина р. Большой Хеты. Здесь наблюдаются моренные холмы несколько менее четких очертаний, камы округлых очертаний и камы вытянутой формы, почти переходящие в озы. В то же время типичных радиальных озов не встречено почти нигде.

Две стадии, фиксирующиеся на местности, были нами и В. Н. Саксом названы *караульской* и *ньяпанской*. Очевидно, они проявились по всему Северу, так как совершенно аналогичные стадиальные образования установлены на правобережье р. Лены у подножья Верхоянских гор.

Образования ньяпанской стадии расположены, как уже упоминалось, на возвышенностях доледникового рельефа (до 200 *м* абс. высоты), которые, видимо, и предопределяли задержку ледникового края. С проксимальной стороны от них, вблизи долины Енисея, на значительно более низких отметках (50—70 *м* абс. высоты) наблюдается сложный и резкий мелкохолмистый рельеф, отличающийся небольшими размерами форм. Видимо, это связано с наличием в долине Енисея зоны «ледолома», которая должна была существовать в маломощных ледниках, преодолевающих большую речную долину. По нашим предположениям, основанным на отсутствии следов гляциообсеквентных долин,

можно допустить ослабленный сток вод Енисея через эту зону по долинниковой долине.

Правобережье Енисея — холмисто-моренная многоозерная равнина, на которой С. Л. Троицким наблюдались превосходно выраженные долины подледникового стока (например, крестообразное оз. Поколко, пересекающиеся плесы которого имеют в длину более чем 20 *км*). В предгорьях Норильского плато встречаются друмлиноидные формы и следы экзарации на выходах скальных пород.

Перед выходами речных долин из гор Средне-Сибирского плоскогорья расположены отчетливые конечные морены горно-долинной сартанской стадии, налегающие на озерных межстадиальные отложения, часть из которых известна под названием вальковских глин (Урванцев и Троицкий, 1958). Судя по морфологии, среди конечных образований сартанской стадии имеются также морены напора. Следует отметить, что в предгорьях западного склона Верхоянского хребта, у выходов из горных долин, наблюдаются аналогичные конечноморенные образования. Совпадение в строении и последовательности стадиальных образований Средне-Сибирского плоскогорья и Верхоянских гор позволяет нам параллелизовать их.

В области распространения таймырского ледникового покрова, как уже отмечалось, черты холмисто-моренного рельефа затушеваны процессами водно-ледниковой аккумуляции, создавшими холмистый или волнистый рельеф, не имеющий морфологической четкости, характерной для области путоранского покрова. Поэтому мы не будем на нем останавливаться.

К западу от предела распространения путоранского и таймырского ледниковых покровов лежат обширные зандровые поля или волнистые равнины водно-ледниковой аккумуляции, образующиеся, как указывалось, в результате существования возникших на месте автохтонных почти неподвижных ледниковых шапок и покровов. Если расположение окраин аллохтонных ледниковых покровов в той или иной степени выражено в рельефе, то северная и южная границы распространения автохтонных ледников на низменностях практически чрезвычайно трудно установить, что ведет к совершенно различным и часто прямо противоположным представлениям об истории развития зырянского оледенения на севере Западной Сибири.

Форм рельефа, которые полностью подходят под определение собственно краевых образований материкового льда, на Северо-Востоке Западной Сибири выявлено очень мало. К ним могут быть отнесены дугообразные конечные морены сартанской стадии, имеющие ясно выраженный склон ледникового контакта, грядовые образования типа маргинальных озов и отдельные крупные валы или гряды.

Среди образований прикраевой зоны маломощного оледенения наиболее интересными являются чрезвычайно интересные серии многочисленных параллельных узких гряд озового типа. Они лучше всего выражены вдоль дистальной стороны полосы холмисто-моренного рельефа караульской стадии оледенения (на левобережье Большой Хеты), несколько хуже — по окраинам холмистого поля, созданного таймырским ледниковым покровом, и совсем слабо — за пределами распространения аллохтонных покровов.

Описываемые образования были впервые обнаружены нами в 1947 г. близ пос. Караул на Енисее и севернее оз. Пясино, а затем у коленчатого изгиба р. Большой Хеты и в других местах. Это системы параллельных между собой небольших гряд, расположенные обычно на общей более или менее заметной возвышенности (180 *м* абс. высоты). Отдельные гряды имеют относительную высоту до 5, иногда до 8—10 *м*, в отдельных случаях до 15 *м*. Ширина гряд, считая по основанию, до

20—25, длина от 100 до 200 *м*. Расстояние между грядами обычно около 250—300 *м*. В плане отдельные гряды расположены либо одна на продолжении другой, либо кулисообразно. В плане общий рисунок гряд на левом берегу Большой Хеты напоминает латинскую букву *S*, в других местах он имеет дугообразную (у оз. Половинного) или волнистую форму (на левобережье верховьев р. Танамы). Число гряд, считая вкрест их простирания, достигает 30—50. Крайние гряды обычно низкие, расплывчатые и заметны слабо. По простиранию гряды прослеживаются на 8—15 *км*.

В проксимальном направлении грядовый рельеф на р. Большой Хете сменяется холмисто-моренным. В районе же оз. Половинного (к северу от оз. Пясино) внутри общей дугообразной возвышенности (относительная высота около 70—80 *м*) с «насаженной» на нее системой гряд находится низина с большими озерами, которую можно рассматривать как бассейн ледникового языка.

Во всех обследованных случаях гряды состоят из песков с рассеянной галькой и гравием и с небольшими прослоями галечников, межгрядовые понижения с поверхности сложены обычно песками и супесями. Только гряды на р. Большой Хете имеют скопления валунов (наблюдалось Волковым в 1949 г.). Однако мощность отложений, связанных с оледенением, невелика: не более 10—15 *м*, непосредственно под грядами, а в межгрядовых понижениях — местами только до 5 *м*. Возвышенности же, являющиеся цоколями, на которых расположены гряды, сложены либо прекрасно отсортированными песками невыясненного генезиса, либо морскими межледниковыми осадками. Нигде не наблюдалось, чтобы гряды состояли из морены. Поэтому наши первоначальные представления о том, что гряды фиксируют какие-то этапы таяния края льда (Стрелков, 1951; 1954) являются, видимо, ошибочными. Тем не менее генетическая связь описываемых форм с оледенением остается несомненной (Стрелков, Троицкий, 1953; Яшина, 1958, Стрелков, 1961). Вероятнее всего полагать, что гряды являются заполненными осадками руслами водных потоков, протекавших в системах краевых трещин ледникового покрова, т. е. что они являются своеобразными одновременно возникшими маргинальными озами. Системы параллельных трещин могли возникнуть там, где маломощный край ледникового покрова оказывался расположенным на неровностях подстилающего рельефа. О маломощности льда свидетельствует, в частности, небольшая мощность самих осадков.

Наблюдения В. Н. Соколова и Ю. Н. Кулакова (1961) показывают, что гряды на левом берегу Большой Хеты расположены симметрично относительно возвышенности, сложенной моренными отложениями, что их простирание совпадает с простиранием возвышенности, а число их пропорционально высоте ее, увеличиваясь на перегибах склонов и у подножья. Указанные особенности хорошо согласуются с предположением, что гряды образуются в трещинах льда. Заключение же упомянутых авторов, что гряды на Большой Хете имеют денудационно-структурную природу, т. е. являются разновидностью куэстового рельефа, не отвечает элементарным правилам чтения структур на картах и к тому же противоречит установленной всеми исследователями литологической однородности моренных суглинков санчуговской свиты. Нельзя также согласиться ни с мнением о том, что гряды являются случайными формами эрозионного расчленения, ни с трактовкой их в качестве видоизмененных береговых валов, что высказано В. Н. Соколовым и Г. А. Значко-Яворским (1957). Правда, в некоторых случаях в песках, слагающих грядовый рельеф, были обнаружены обломки морской фауны, но это неминуемо должно быть, если ложем ледника оказывались морские осадки.

Признавая описываемые системы гряд ледниковыми образованиями, следует отметить также существование конвергентных форм рельефа на севере Западной Сибири. Рельеф, близкий по внешнему облику, но отличающийся асимметрией поперечного профиля отдельных гряд, отмечен В. С. Ломаченковым в бассейне р. Агапы на площади развития выходов меловых пород (песков и песчаников). Последние действительно залегают наклонно, и на выходах пластов различной прочности образуются грядовые (сглаженные куэстовые) формы рельефа.

Линейно-грядовые формы рельефа сходного облика, но отличающиеся большими размерами и строгой ориентировкой гряд, наблюдаются также на северо-западе Западной Сибири, где они приурочены к районам выходов палеогеновых отложений. Хотя обнажающиеся палеогеновые отложения литологически однородны, большая группа исследователей (Андреев, 1959; Чочия, 1959, и др.) считает линейно грядовые формы рельефа так или иначе отражающими тектонические структуры. Ю. Ф. Андреев основную роль в формировании гряд отводит мерзлотным процессам, полагая, что тектонический фактор лишь предопределил расположение и ориентировку гряд. Если это объяснение генезиса линейно-грядового рельефа в бассейне р. Надыма вполне допустимо, то все же нельзя согласиться с попыткой распространить его на все без исключения формы грядового рельефа, встречающиеся на севере Западной Сибири.

Учитывая изложенные вкратце данные, следует прийти к заключению, что внешне слабо различающиеся между собой разновидности грядовых форм рельефа являются конвергентными, имеющими совершенно разное происхождение.

Заканчивая перечень основных форм рельефа, возникших в краевой зоне оледенения, можно сделать следующие главные выводы.

1) Ледниковый рельеф северо-восточной части Западной Сибири отражает существование трех маломощных ледниковых покровов, различающихся по динамике и истории своего развития.

2) Среди ледниковых образований преобладают широко известные формы рельефа. Специфика территории заключается в обилии форм переходного типа (от камов к озам и моренным холмам) и в наличии оригинальных образований в виде серий гряд озового типа, которые не встречены в каких-либо других областях.

3) В основу классификации ледниковых форм рельефа должны быть положены условия динамики ледника, что сделано И. П. Герасимовым и К. К. Марковым (1939), поэтому их классификация в принципе удовлетворяет современным требованиям и нуждается лишь в дополнении.

4) Исследование образований краевой зоны материковых оледенений должно быть в первую очередь направлено на выявление размещения и соотношения между собой различных форм (и слагающих их отложений), что дает возможность восстановить условия динамики ледника на разных этапах его существования, т. е. правильнее оценить палеогеографическую и палеогляциологическую обстановку эпохи оледенения.

5) Изучение краевых образований в различных районах севера Сибири позволяет выделить три сложных стадии в развитии зырянского оледенения, приближенно сопоставляя их со стадиями валдайского оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Ю. Ф. О связи линейно-грядового рельефа с тектоническими структурами на севере Западной Сибири.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. разв. ин-та, вып. 132, 1959.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М., 1939.

Сакс В. Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии.— Труды Ин-та геол. Арктики, т. 14, 1951.

Соколов В. Н. Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности.— Труды Ин-та геол. Арктики, т. 100, 1960.

Соколов В. Н., Значко-Яворский Г. А. Новые данные по геологии Гыданского полуострова.— Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 6, 1957.

Соколов В. Н., Кулаков Ю. Н. Использование геолого-геоморфологического картирования в закрытых районах.— Труды Ин-та геол. Арктики, т. 123, 1961.

Стрелков С. А. История ландшафтов низовьев Енисея в четвертичный период.— Труды Ин-та геол. Арктики, т. 15, 1951.

Стрелков С. А. Краевые ледниковые образования на севере Западной Сибири.— Тезисы докл. рабоч. совещ. по изуч. краевых образ. материкового льда. Таллин, 1961.

Стрелков С. А. О некоторых закономерностях образования и размещения ледниковых отложений севера СССР.— Докл. АН СССР, т. 142, № 2, 1962.

Стрелков С. А., Троицкий С. Л. Геологическое строение и рельеф междуречья рек Большой Хеты, Мессо и бассейна р. Соленой.— Труды Ин-та геол. Арктики, т. 60, 1953.

Урванцев Н. Н., Троицкий С. Л. и др. Государственная геологическая карта СССР, лист R—44, 45 (Дудинка). Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Чочия Н. Г. Итоги геологических исследований ВНИГРИ в северной половине Западно-Сибирской низменности (Обско-Пурское междуречье).— Труды Всес. науч.-исслед. геол. разв. нефт. ин-та, вып. 132, 1959.

Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. Географгиз, М., 1947.

Яшина З. И. О грядовом рельефе на Гыданском полуострове.— Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 8, 1958.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1963 XXI

В. В. ЛАМАКИН
Геологический Институт АН СССР

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БЕРЕГОВОЙ ПОЛОСЕ БАЙКАЛА

В береговой полосе Байкала ледниковые отложения представлены своеобразными краевыми моренами. Во время максимального (днепровского) и первого постмаксимального (московского) оледенений горные ледники в Прибайкалье спускались низко по долинам и во многих местах выходили на берега. Впадая в глубокое озеро, они всплывали на воде и порождали айсберги, разносившиеся ветрами и течениями в разные стороны.

Нигде больше не происходило подобных явлений, так как мелкие озера, если в них впадали ледники, вытеснялись льдом. Поэтому четвертичное оледенение Прибайкалья выделяется в особый байкальский тип (Ламакин, 1953). Особенно сильно оледенения проявились в северной части восточного берега Байкала у подножья Баргузинского хребта.

По выходе из горных долин в прибрежную полосу ледники не только продвигались вперед, но и растекались в стороны, образуя предгорные ледниковые щиты, многие из которых обладали очень большой шириной. Щиты частью были погружены в воду и по краю подтачивались прибоем. Небольшие ледники оканчивались сравнительно узкими языками.

В северном конце Байкальской впадины, выше Ангаро-Кичерской дельты, перед устьем долины Кичеры, морена ледникового щита имеет в ширину около 25 *км*. Она отложена максимальным ледником, спускавшимся с Северо-Байкальского нагорья. На восточном берегу Байкала, севернее мыса Понгонье, во время максимального оледенения соседние ледниковые щиты соединялись вместе. Такие сложные щиты разделялись узким скалистым мысом Турали. Более северный Фролихский сложный щит имел по фронту не менее 27 *км*, а более южный Томпудский — 40 *км*.

Мощность краевых морен на северо-восточном берегу Байкала, по-видимому, местами превышает 100 *м*. Во время максимального оледенения большие щиты распространялись по дну Байкала на несколько километров. На восточном берегу, севернее мыса Шигнанды бугристый моренный рельеф постмаксимального оледенения прослеживается на дне озера, до глубины в 70 *м* и на расстояние до 3 *км* от современного берега.

Краевые морены максимального оледенения на берегах Байкала слагают плоские равнины или местами образуют нагромождения с грядовым и всхолмленным рельефом. Моренные равнины представляют донные отложения ледниковых щитов. Их периферические части размыты прибоем Байкала. Моренные гряды и всхолмления приурочены к устьям долин, рассекающих подножье горного хребта, и располагаются сзади морен-

ных равнин. Моренные нагромождения образовались после сокращения ледниковых щитов (рис. 1).

Морены максимального оледенения почти всюду одеты покровным суглинком или супесью буровато-серого цвета, мощностью 1—1,5 *м*. Характерная особенность покровного слоя заключается в постепенном изменении состава книзу с незаметным переходом в несортированные ледниковые отложения, состоящие из глинистого песка или супеси серого цвета с валунами, глыбами, галькой и щебнем. На самой поверхности морены камни почти не встречаются.

Покровные отложения местами состоят из «моренных последышей», выпавших из ледника в конце его таяния. Но большей частью они, по-видимому, возникли вследствие морозного выветривания и мерзлотной солифлюкции во время постмаксимального оледенения. Валуны и гальки выпирались на поверхность при замерзании грунта и, подвергаясь механическому выветриванию, рассыпались в песок и супесь.

Морены постмаксимального оледенения отличаются сильной взбугренностью и лишены покровных образований. В котловинах нередки реликтовые озерки. Эти морены вложены в размытые перед тем морены максимального оледенения, что отчетливо видно в губах Фролиха, Аяя и Томпуда. На поверхности морен постмаксимального оледенения много валунов.

Некоторые ледники Баргузинского хребта, обладая огромной мощностью, переполняли свои долины и ветвились в стороны. Так, из долины Фролихи ледниковая ветвь направлялась в долину Бирei и далее к берегу Байкала. От ледника, стекавшего по долине Кабаньей, отделялась ветвь по короткой пади Большого Биракана. Она образовала конечную морену на берегу Байкала в губе Якшакан, в 13 *км* к северу от устья р. Кабаньей, где расположено главное поле кабанской морены (рис. 2).

Древние оледенения Прибайкалья развивались в условиях сильных тектонических движений, которые нарушили порядок в развитии ледников и распространении морен — местами ледники второго оледенения распространялись больше по сравнению с ледниками первого оледенения, максимального в подавляющей части Прибайкалья. С южной стороны Байкала такое отклонение от общей последовательности в развитии оледенения объясняется отчасти запоздалым тектоническим поднятием Хамар-Дабана.

На Танхойский берег Байкала вынесены из Хамар-Дабана по долинам Переемной и Выдриной конечные морены первого постмаксимального оледенения, тогда как морены максимального оледенения здесь отсутствуют. Во время максимального оледенения Переемнинский и Выдринский ледники не выходили за пределы гор. Таким образом, в районе Переемной и Выдриной можно заметить обратные соотношения в размерах оледенений. Нарушение порядка в развитии оледенений связано отчасти с тем, что горы в восточной части Хамар-Дабана, откуда стекают Переемная и Выдриная, не поднялись достаточно высоко к началу оледенений (Ламакин, 1958).

В отличие от Переемной и Выдриной в западном конце Танхойского берега по р. Снежной (в 20 *км* западнее р. Выдриной) к самому Байкалу выдвинута морена, относящаяся к максимальному оледенению. Последующая конечная морена Снежинского ледника находится на той же прибрежной равнине, но в расстоянии 6 *км* от берега. Следовательно, здесь порядок в распространении морен в общем нормальный, хотя границы двух оледенений очень сближены — больше, чем во многих других местах.

Некоторые исследователи отмечали конечную морену, близ впадения в Иркут р. Большой Быстрой, в 20 *км* к западу от оконечности Байкала.

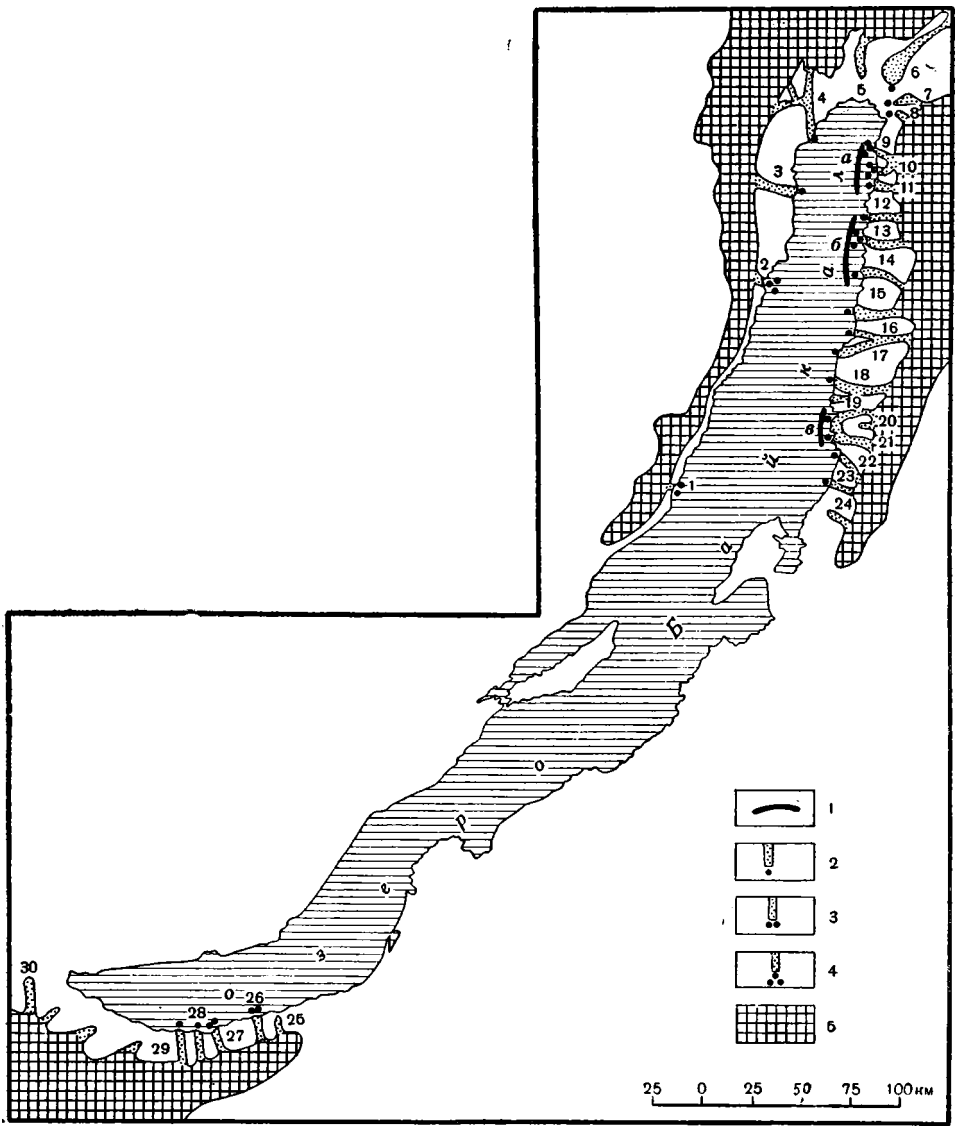


Рис. 1. Распространение плейстоценового оледенения в Прибайкалье.

1 — ледниковые сложные щиты, образованные несколькими горно-долинными ледниками, впадавшими в Байкал во время максимального оледенения; *2* — горнодолинные ледники, впадавшие в Байкал во время максимального оледенения; *3* — то же — во время первого постмаксимального оледенения; *4* — то же — во время максимального и во время первого постмаксимального оледенений; *5* — сплошное горное, частью покровное оледенение.

Ледниковые щиты: *а* — Фролихский; *б* — Томпудский; *в* — Сосновско-Таркуликский

Горнодолинные ледники: *1* — Саган-Марянский; *2* — Молоконский; *3* — Рельский; *4* — Тыйский; *5* — Холодноречeнский; *6* — Кичерский; *7* — Большой Акуликанский; *8* — Малый Акуликанский; *9* — Фролихский; *10* — Аяинский; *11* — Биреинский; *12* — Ширигланский; *13* — Томпудский; *14* — Шигнандский; *15* — Урбиканский; *16* — Бираканское ответвление Кабанского ледника; *17* — Кабанский ледник; *18* — Большереченский ледник с Давшинским ответвлением; *19* — Таркуликский ледник; *20* — Булдарманский; *21* — Сосновский; *22* — Кудалдинский; *23* — Большой Черемшанский; *24* — Малый Черемшанский; *25* — Половинкинский; *26* — Переёмнинский; *27* — Выдринский; *28* — Осиновский; *29* — Снежинский; *30* — Быстринский

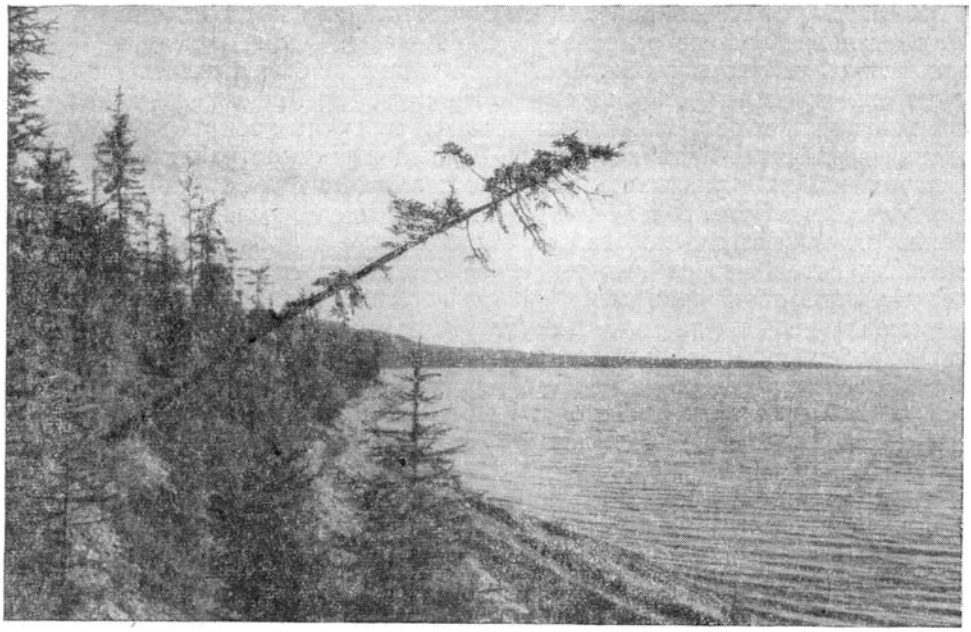


Рис. 2. Восточный берег Байкала в губе Якшакан. Слева обрыв верхней террасы. Вдали на юге мыс Кабаний. Вся внутренняя его часть образована моренным плато (морена максимального оледенения), к которому по периферии прислонена низкая полоса древнебайкальских террас.

Эта морена отложена ледником, спускавшимся по долине Большой Быстрой тоже с Хамар-Дабана. По-видимому, она относится к первому оледенению, во время которого ледник обладал большей длиной, чем во время последующего. Еще далее на запад, в той части Хамар-Дабана, которая расположена над Тункинской долиной и исследована мной в 1927—1934 гг., морены повторного оледенения встречаются значительно выше в горах по сравнению с моренами главного оледенения.

Отклонение от общего порядка развития (Переемнинский и Выдринский ледники) зависело также и от тектонических движений противоположного берега Байкала. Так, прорыв северо-западного берега озера при образовании Ангарского истока произошел в связи с тектоническим спусканием побережья перед постмаксимальным оледенением (В. В. Ламакин, 1957). Этот прорыв облегчил доступ влажным северо-западным ветрам к той части Хамар-Дабана, которая находится в бассейнах рек Переемной и Выдриной. Здесь и сейчас выпадает особенно много снега.

На Танхойскую прибрежную равнину с Хамар-Дабана спускались и некоторые другие ледники. Так, восточнее Снежной сравнительно небольшой ледник выходил на равнину по долине Осиновки; он брал начало с горы Обручева. К востоку от Выдриной конечная морена на равнине известна по небольшой речке Дулихе. Восточнее Переемной конечная морена есть на р. Куркавке. Еще восточнее мне в 1956 г. пришлось наблюдать конечную морену на р. Половинке. Однако подножье этой морены расположено на третичных байкальских отложениях в 3 *км* от Байкала и на высоте 45 *м* над его уровнем. Высоких байкальских террас четвертичного возраста возле устья Половинки нет. Морена не смыкается с одновозрастными байкальскими отложениями. Следовательно, Половинкинский ледник в Байкал не впадал. Вероятно, не доходили до озера и Осиновский, Дулихский и Куркавочный ледники.

К востоку от Переемной в связи с уменьшением высоты Хамар-Дабана оледенение вообще ослабевало. В верховьях Мишихи ледники образовывались только в горах. Они были малы и не спускались даже на прибрежную равнину. К востоку от Мишихи горы еще менее высоки, и ледников на них не было. На значение четвертичных тектонических движений в развитии ледников Хамар-Дабана и распространении их краевых морен может указывать размах тектонических деформаций древних байкальских террас. В северной части восточного берега Байкала у подножья Баргузинского хребта эоплейстоценовые террасы достигают нескольких сотен метров высоты, а IV или верхняя из плейстоценовых террас, образовавшаяся вслед за максимальным оледенением, поднята невысоко (до 36 *м* на мысе Валукан). Из этого следует, что Баргузинский хребет усиленно поднимался до максимального оледенения. Вследствие этого на северо-восточном берегу Байкала закономерное уменьшение размеров повторного оледенения не нарушается.

В отличие от этого на южном берегу у подножья Хамар-Дабана IV терраса поднята особенно высоко. У Мишихи она достигает высоты 120 *м*, а возле р. Мурина на Морской горе 175 *м*. Высота волноприбойной линии IV террасы значительно увеличивается в глубь берега. Увеличение размаха поднятия равно в среднем 18 *м* на 1 *км* расстояния (Ламакин, 1958).

Волноприбойная линия III террасы, образовавшейся вслед за первым постмаксимальным оледенением близ Морской горы, расположена на высоте 65 *м* над Байкалом. Приближенный расчет показывает, что размах поднятия осевой полосы Хамар-Дабана за промежуток времени от максимального до первого постмаксимального оледенения мог составить несколько сотен метров.

По распространению снежинских ледников разного возраста видно, что такое поднятие оказалось все же недостаточным, чтобы изменить на обратное соотношение размеров максимального и последующего оледенений. Обратное соотношение могло получиться в долинах Выдриной и Переемной только при дополнительном факторе в виде увеличения снегопадов в бассейнах этих рек в связи с Ангарским прорывом.

Ненормальное соотношение в развитии первого и второго оледенений характеризует также Тункинские гольцы, которые возвышаются с севера над Тункинской долиной, разделяющей Восточные Саяны и Хамар-Дабан. Следы первого оледенения почти не выражены на большей части протяжения Тункинских гольцов. Наряду с этим они повсеместно видны не только с противоположной стороны долины — в Хамар-Дабане, но и в верхнем течении Иркута, стекающего с Восточных Саян западнее Тункинских гольцов. Однако хорошо сохранившиеся ледниковые троги и кары постмаксимального оледенения сильно зазубрили не вершины Хамар-Дабана, а Тункинские гольцы.

Причина необычного соотношения в развитии первого и второго оледенения заключается здесь в запоздалом поднятии Тункинских гольцов по сравнению с соседними горами. Если поднятие Тункинских гольцов и достигло большой высоты до начала оледенения, то долины в них все же не успели достаточно глубоко врезаться, чтобы послужить вместилищами крупных ледников (Ламакин, 1935).

На западном берегу в северной части Байкала и на западной стороне Баргузинской долины происходили нарушения в порядке развития оледенения по другим причинам. Недавние тектонические поднятия по сбросам привели здесь к крупным перестройкам системы долин.

И Байкальский хребет с западной стороны северной части Байкала и Баргузинский хребет с северо-западной стороны одноименной Баргузинской долины образованы мощными сбросами, входящими в систему Обручевского сброса (Ламакин, 1953). В сбросовые обрывы

высоких горных хребтов долины врезались быстрее, чем в противоположные менее крутые склоны, созданные тектоническими изгибами. Поэтому долины, подчиненные Обручевскому сбросу, нередко проникали верховьями на другую сторону горного хребта и захватывали участки других долин. Захваты верховий чужих долин сильно расширяли площадь ледосборов одних ледников и сокращали ледосборы других.

Некоторые захваты произошли перед первым постмаксимальным оледенением, что привело в соответствующих местах к большому распространению ледников именно этого оледенения. Примером может служить описанное мной (1957) врезание верховья Солонцовой пади в правый склон долины верхнего течения Лены. Солонцовая падь спускается к Байкалу по сбросовому обрыву Байкальского хребта. Только после максимального оледенения она проникла настолько глубоко в горы, что ее вершина рассекла насквозь правый склон подходящей здесь близко к Байкалу долины Лены. Поэтому ни в самой Солонцовой пади, ни при выходе ее на берег Байкала нет отложений максимального оледенения. Но во время первого постмаксимального оледенения через образовавшуюся перед тем глубокую эрозионную расселину в правом склоне долины Лены к Байкалу направилась отделившаяся ветвь Ленского ледника. По Солонцовой пади она спускалась до уровня Байкала и отложила на довольно большой площади по берегу конечную морену. Рельеф морены сильно бугристый, на поверхности много валунов крупного размера.

Весьма наглядно проявляется значение недавних тектонических движений и перестройки ледоразделов на р. Молоконе. В устье Молокона в небольшом расстоянии от Байкальского хребта залегают два горизонта моренных отложений, разделенные байкальским озерным песком. Нижний горизонт морены принадлежит максимальному оледенению, а верхний — первому постмаксимальному (Ламакин, 1959). Границы распространения морен приблизительно совпадают. Такое отклонение от обычного порядка распространения морен вызвано присоединением к долине Молокона, текущего в Байкал, бывшего верховья другого Молокона, который направляется с Байкальского хребта в противоположную сторону — в Улькан, правый приток Киренги. Захват Байкальским Молоконом чужого верховья произошел в межледниковье.

Современное верховье Байкальского Молокона расположено в огромном древнеледниковом крае, с восточной стороны горы Черского (абс. высота 2572 *м*). Дно кара находится на высоте 1360 *м*, его длина 3 *км*. Исходя из того, что река успела пропилить устьевой ригель, кар следует отнести по возрасту ко второму постмаксимальному оледенению.

Вверху в стене большого кара врезаны меньшие и более молодые кары длиной не свыше $1^1/_2$ *км* с сохранившимися в них ледниковыми озерками на высоте 1650—1750 *м*. Они образовались во время третьего постмаксимального оледенения.

Большой кар Молокона переходит к югу в глубокий ледниковый трог, заметно измененный речной эрозией, что позволяет его образование связать с первым постмаксимальным оледенением. В 6—7 *км* от кара Молокон, направлявшийся до этого к югу, круто поворачивает на юго-восток — к Байкалу.

Устье трога прорезано глубоким ущельем и повисло в сбросовом обрыве Байкальского хребта над прибрежной моренной равниной.

Над тем местом, где Молокон поворачивает к Байкалу, в правом склоне его долины существует широкая и глубокая выемка, с противоположной стороны которой течет на юго-запад в широкой долине другой Молокон — Ульканский. Ширина выемки 1 *км*, высота над рекой 340 *м*. Вероятно, с широкой долиной Ульканского Молокона раньше было соединено верховье Байкальского Молокона.

Только после максимального оледенения Байкальский Молокон сильно врезался и захватил верховье чужой долины, так что во время следующего оледенения здесь образовался большой ледник, направлявшийся к Байкалу. Вследствие этого две морены максимального и постмаксимального оледенений, прорезанные рекой перед ее впадением в Байкал, не отличаются друг от друга, по границе распространения.

Конечноморенные отложения в устье Молокона исследованы мной в 1952 и 1956 гг. (Ламакин, 1957, 1959, 1960). Хорошо обнаженные обрывы морен находятся на правом берегу реки в 3—4 *км* от ее устья (рис. 3).

Два стратиграфических горизонта моренных отложений разделены байкальским промытым песком с параллельной горизонтальной слоистостью. В песке содержатся тонкие пропластки хорошо отсортированной супеси и суглинка. Пыльцевые анализы межморенных отложений дали совершенно безлесные спектры. Среди травной пыльцы преобладает полынь, много злаков (Ламакин, 1959). Все это дает основание отнести межморенные отложения к горизонту «Л» IV древнебайкальской террасы, который откладывался в конце максимального оледенения. Травная пыльца с преобладанием полыни свидетельствует о холодной степи.

Мощность межморенных отложений в обнажении равна 3,2 *м*. Мощность покрывающей морены около 7 *м*, а мощность нижней морены, выступающей над уровнем Молокона, равна приблизительно 10 *м*. Та и другая морена состоит из грубой несортированной супеси серого цвета с гравием, щебнем и валунами. Песчаные зерна угловаты. Местами в моренах наблюдаются линзы и гнезда слабо промытого материала, причем их больше в верхней морене.

С поверхности верхняя морена сильно взбугрена. Все это весьма характерно именно для конечных морен.

Принадлежность двух моренных горизонтов на Молоконе к двум разным оледенениям определяется разделяющими их байкальскими отложениями. Большая трансгрессия Байкала на соседнем участке берега, как известно, произошла в конце максимального оледенения и в начале последовавшего за ним большого межледниковья. Именно с этой трансгрессией связан молоконский межморенный песок (Ламакин, 1959).

Межледниковый горизонт («МЛ») террасовой толщи, разделяющий два горизонта моренных отложений на Молоконе, по-видимому, уничтожен постмаксимальным ледником. Однако немного севернее на берегу губы Бургунду расположена незатронутая размывом и ничем не перекрытая древняя терраса. Терраса образует подножье горы Бургунду. Ее поверхность вогнутая, наклонная к Байкалу. Слои песка и супеси, а также залегающий среди них углистый прослой наклонены также к Байкалу согласно с поверхностью террасы, что свидетельствует о сохранности ее первичной аккумулятивной поверхности. Бровка террасы расположена на высоте 4 *м* над Байкалом. На террасе находятся развалины изб бывшей деревни.

За постройками поверхность террасы постепенно повышается, достигая на закраине высоты 20—25 *м* над уровнем озера. Между тем залегающая напротив горы Бургунду на такой же высоте морена первого постмаксимального оледенения не обнаруживает признаков озерной переработки. Из этого следует, что терраса в губе Бургунду древнее постмаксимального оледенения, т. е. является четвертой террасой Байкала.

Пыльцевые анализы террасовых отложений из губы Бургунду дали древесные спектры, состоящие из кедра, сосны и ели. Травная пыльца встречена в ничтожных количествах (табл. 1). Такие спектры отражают межледниковое потепление. Следовательно, морены максимального и постмаксимального оледенения в районе устья Молокона стратиграфически разделены не только ледниковым горизонтом отложений

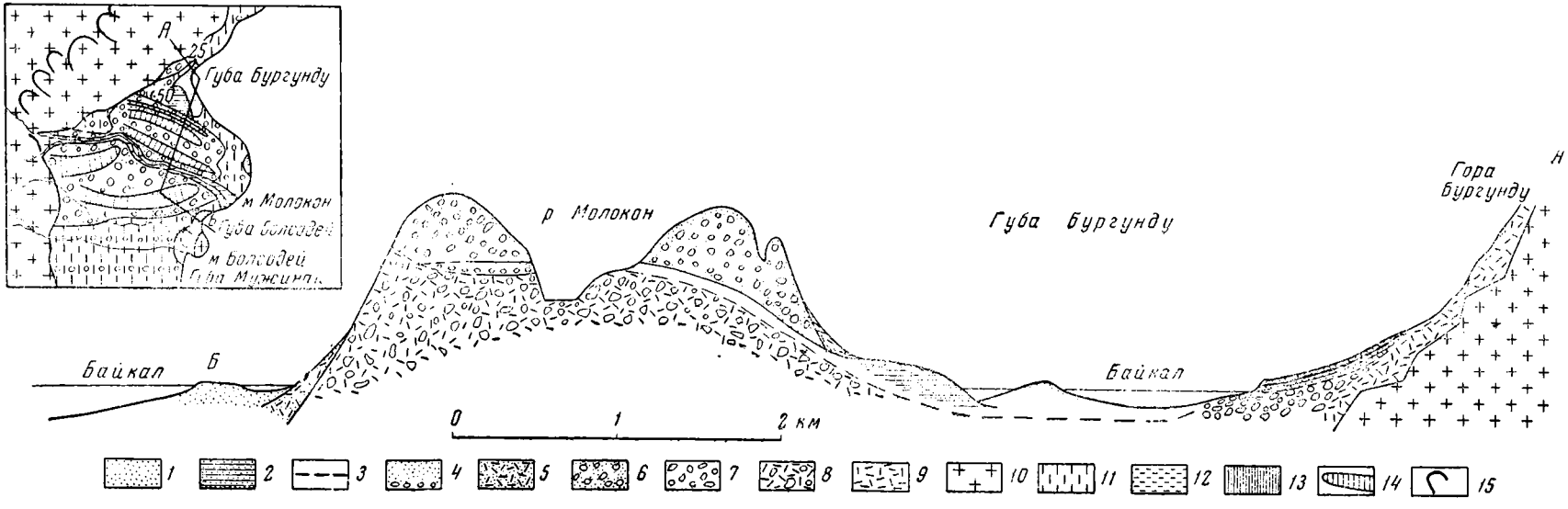


Рис. 3. Схема залегания четвертичных отложений в районе устья р. Молокон.

А—Б — разрез г. Бургунду — м. Болсодей

1 — голоценовые байкальские галечные и песчаные отложения; *2* — песчаные отложения четвертой байкальской террасы (горизонт «МЛ»); *3* — углистый прослой в террасовых межледниковых отложениях; *4* — межморенный озерный песок с мелкими валунами в нижней части слоя (горизонт «Л» четвертой террасы), *5* — осыпь морены; *6* — конечная морена первого постмаксимального оледенения (Молоконского ледника); *7* — обрушенная морена максимального оледенения; *8* — конечная морена максимального оледенения (Молоконского ледника); *9* — осыпь гранита; *10* — гранит; *11* — пролювий; *12* — аллювий; *13* — торфяник; *14* — моренная гряда; *15* — древнеледниковые кары Байкальского хребта

Таблица 1

Спорово-пыльцевые анализы межледниковых отложений IV древнебайкальской террасы (горизонт («МЛ») в губе Бургунду в северной части западного берега Байкала

Пыльца и споры	Глубина залегания от поверхности, *см*			
	30	40	50	100
	№ образца			
	1	2	3	4
Общее количество зерен (в скобках количество на препарат)	266 (49—17)	204 (60—17)	205 (22—29)	3
Древесная пыльца, %	72	86	38	3*
Травная пыльца, %	2	3	5	—
Споры, %	26	11	57	—
Древесная пыльца, %				
Pinus silvestris	39	69	41	2*
Pinus sibirica	52	19	50	—
Picea	4	5	8	—
Betula	5	7	1	1*
Травная пыльца, шт				
Artemisia	—	2	3	—
Ericaceae	—	2	1	—
Carex	1	—	—	—
Неизвестная	5	2	6	—
Споры, %				
Папоротники	90	12*	20	—
Lycopodium	8	8	76	—
Sphagnum	1	2	—	—
Неизвестные	1	—	4	—

Примечание: 1. Анализы произведены Е. П. Метельцевой в Лаборатории Лесоведения Академии Наук СССР под руководством В. Н. Сукачева. Четыре анализированных образца взяты из шурфов, расположенных на наклонной поверхности террасы. Анализы 1—3 сделаны из одинаковых разрезов в двух шурфах в расстоянии 50—60 *м* один от другого. Тот и другой шурф удалены на 20 *м* от берега и расположены на высоте 4 *м* над уровнем Байкала. Образец № 1 — песок мелкий с кусочками древесного угля с глубины 30 *см* от поверхности. Образец № 2 такой же песок, но с глубины 40 *см*. Образец № 3 — супесь гумусированная с глубины 50 *см*. Образец № 4 взят из третьего шурфа, расположенного в 150 *м* от берега на высоте 20 *м* над озером. Он состоит из супеси с углистым веществом, залегающей на глубине 1 *м* от поверхности.
2. Цифры со значком * показывают количество сосчитанных зерен в штуках.

IV террасы Байкала, но и более верхним межледниковым ее горизонтом. В перерыве между оледенениями в районе устья Молокона господствовала густая тайга со значительным количеством ели.

С юго-западной стороны от бывшей деревни Бургунду из-под террасового межледникового песка выступает обрушенная морена. Она образовалась у подножья горы Бургунду под висячим устьем большого, сильно разрушенного кара. Кар врезан в тектонический обрыв горы. Морена состоит из крупных валунов и глыб гранита, которые слагают широкое выпуклое повышение среди наносного шлейфа у подножья горы. Террасовый песок заполняет пространство между валунами, часть которых выступает и на самой поверхности. Современный прибой подмывает морену, и много крупных отмытых валунов лежит на бечевнике или торчит из воды близ берега.

Обрушенные морены существуют и в Тункинской долине у подножья сбросового обрыва Тункинских гольцов, где они тоже расположены под висячими устьями древних каров и трогов. И там обрушенные морены

состоят преимущественно из крупных валунов и глыб; мелкого материала в них мало, даже имеются открытые полости. Обрушенные морены прислонены к горному подножью, от которого выступают длинными и более или менее крутыми лбами.

Происхождение обрушенных морен можно представить себе следующим образом. На внешнем краю кара или висячего трога ледник накапливает моренный крупноглыбовый материал. Накопление продолжается до тех пор, пока край наступающего льда не обрушится к горному подножью. Ледяная лавина увлекает с собой и камни, собранные у края ледника. Обрушенные морены могут залегать на значительно меньшей высоте, чем отложенные морены по соседству.

Таким образом, обрушенные морены несколько сходны по происхождению с отложениями снежных лавин. Однако при образовании лавинных отложений не происходит предварительно скопления камней в виде каровых морен. Обрушенные морены очень характерны для сбросовых обрывов горных хребтов. Они относятся к классу сброшенных отложений и принадлежат обрушенной их фазе наряду с обрушенным пролювием (Ламакин, 1950). Обрушенные морены представляют своеобразные явления в ряду краевых ледниковых образований.

Перестройка системы долин с западной стороны Байкала заключалась не только в захватах речного и ледникового стока бассейна Лены, но и происходила в пределах одного сбросового обрыва Байкальского хребта. Она касалась соседних рек и ледников, стекавших в Байкал. Из таких рек очень интересны Рель и ее соседка с севера — Слюденка.

При выходе Рели на прибрежную равнинную площадь, среди которой поднимаются отдельные небольшие горы, можно местами наблюдать довольно сильно размытую морену. Морену Рельского ледника с крупными валунами видно, например, по дороге из пос. Байкальска (прежде Горемыки) на Ильчимские озера.

В то же самое время в устье Слюденки отсутствуют моренные отложения, не видно здесь и следов обработки долины древним ледником. Река перед выходом из гор течет в глубокой и узкой долине, образованной речной эрозией. Долина очень узка, что не соответствует такой значительной реке, как Слюденка. Долина открывается на типичный конус пролювиальных выносов, созданный самой рекой, и выступающий в Байкал в виде мыса.

Рель и Слюденка спускаются с гольцов, равно высоких и одинаково удаленных от Байкала. Чтобы понять различия в распространении по ним древних ледников, приходится обратить внимание на то, что в 17 *км* от Байкала долины этих рек соединяются широким и низким рукавом. Длина соединительного рукава 4 *км*, ширина $1^1/_2$ *км*. Рукав гораздо шире долины Слюденки в нижнем течении реки. Дно рукава возвышается всего на 10—15 *м* над Релью и Слюденкой и покрыто моренным наносом. Соединительный рукав протягивается по тектоническому отколу большого массива Слюденской горы от Байкальского хребта.

Можно не сомневаться, что прежде верхняя половина Слюденки и ее большой левый приток Неручанда соединялись с Релью. Соединительный рукав служил продолжением верхней части Слюденки. В этих условиях по Рели стекал в Байкал огромный ледник, бассейн которого охватывал очень широкую площадь, где, кроме самой Рели, с ее правым притоком Поперечной располагались также Слюденка и ее левый приток Неручанда. Нижняя короткая часть долины Слюденки, впадавшая в Байкал, оставалась безо льда. Кроме того, и сама речка обладала здесь малым количеством воды и не могла создать долину достаточной ширины.

Только впоследствии короткая р. Слюденка врезалась своим бывшим верховьем и захватила обширную площадь, принадлежавшую до того бассейну Рели. Это событие произошло, по-видимому, после первого постмаксимального оледенения, о чем можно судить по свежести моренного рельефа на дне Рельско-Слюденского соединительного рукава.

Ясные признаки существенных перестроек в направлениях долин в Байкальском хребте наблюдаются и в бассейне р. Тыи, расположенном севернее Слюденки.

Смещение ледоразделов, вследствие усиленного врезания долин с востока в сбросовые обрывы, укорачивало и ослабляло ледники западных склонов горных хребтов.

Так, в Баргузинском хребте водораздел между Таркуликом и Курумканом значительно переместился в плейстоцене в сторону Байкала. В связи с этим интересно отметить расположение конечной морены Таркуликского ледника первого постмаксимального оледенения на восточной стороне Байкала. Конечная морена этого ледника удалена от байкальского берега на 12 *км*, тогда как конечные морены, отложенные соседними Сосновским и Бударманским ледниками того же оледенения, отстоят от берега Байкала на расстоянии всего 4 *км*. Объясняется это тем, что Сосновский и Бударманский ледники не пострадали от захватов.

Зато Курумканский ледник первого постмаксимального оледенения, получив большую дополнительную площадь питания, вынес в Баргузинскую долину мощную конечную морену. Глубокий трог Курумкана рассекает крутой тектонический обрыв Баргузинского хребта над рекой Баргузином. Река Курумкан впадает в Баргузин у пос. Курумкан на абсолютной высоте около 500 *м* (40 *м* над уровнем Байкала). В горах, в 8 *км* от подножья сбросового обрыва, р. Курумкан составляется из двух верховьев — Правого Курумкана и Левого Курумкана.

Ниже слияния Курумкан пересекает Главный гребень Баргузинского хребта. Таким образом, верховья реки заходят на байкальскую сторону гребня. И Правый и Левый Курумканы целиком расположены позади гребня на его байкальской стороне. Высоты Главного гребня с юга от Курумкана превосходят 2600 *м* абсолютной высоты, а с севера они немногим менее 2500 *м* абсолютной высоты. Наряду с этим сзади гребня, где начинается Курумкан, горные вершины ниже, и их высоты колеблются на уровне около 2000 *м* (рис. 4).

Между вершинами расположены неглубокие, но широкие свежие кары второго и третьего постмаксимального оледенений, на дне которых помещаются озера с поперечниками в несколько сотен метров. Кары углублены на 200—400 *м* по сравнению с уровнем горных вершин. В общем вершины и кары составляют поверхность нагорья шириной 10—12 *км*, которое протягивается полосой с западной стороны Главного гребня. Впервые оно описано В. К. Котульским (1913) немного севернее, в верховьях р. Томпуды, как широкая «нагорная равнина» в Иравагычском расширении между высоких горных вершин, причем отмечены многочисленные признаки бывшего оледенения в виде ледниковых озер и бараньих лбов.

Во время максимального оледенения на Иравагычском нагорье накапливался ледниковый покров, питавший долинные ледники, стекавшие в Байкал и Баргузинскую долину. Конфигурация Баргузинского хребта, главный гребень которого не служит водоразделом и пересекается Курумканом, показывает, что верховья этой реки могли принадлежать прежде Таркулику и частью Большой речке. Во время максимального оледенения Таркуликский ледник, вероятно, обладал большой ледосборной площадью, которая к следующему оледенению была сокращена вследствие захвата Курумканом верховьев Таркулика.

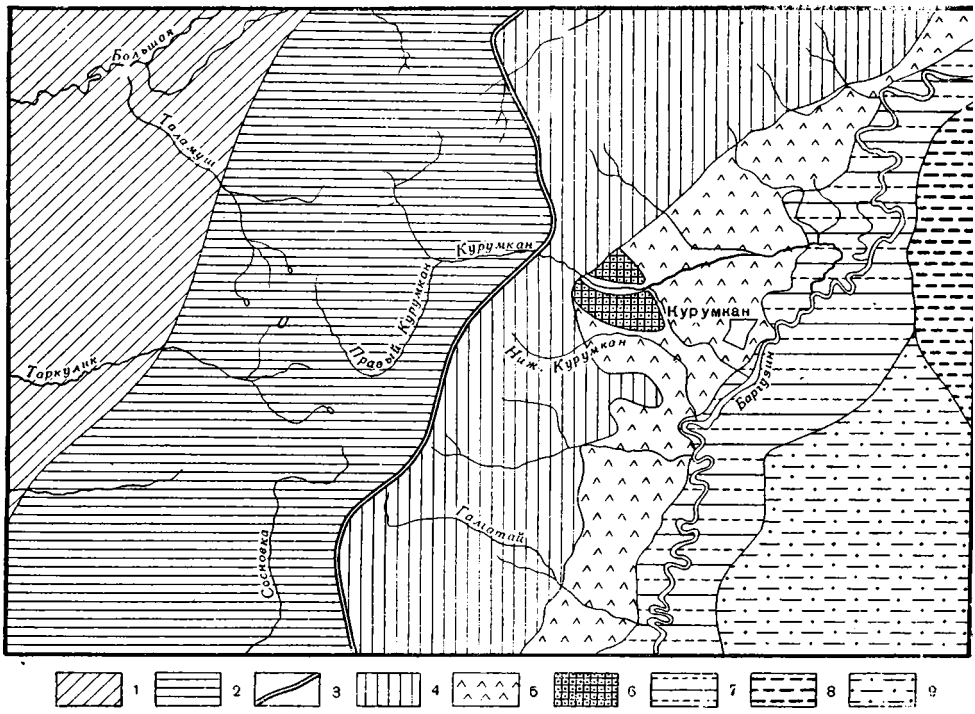


Рис. 4. Схематическая геоморфологическая карта Баргузинского хребта и Баргузинской долины в районе Курумкана.

1 — Байкальский склон Баргузинского хребта; *2* — Иравагычская нагорная полоса; *3* — главный гребень Баргузинского хребта; *4* — обрыв Баргузинского хребта по Обручевскому сбросу; *5* — пролювиальные конусы и шлейф под сбросовым обрывом Баргузинского хребта; *6* — конечная морена Курумканского ледника первого постмаксимального оледенения; *7* — констративная пойма р. Баргузина; *8* — плато «Верхний Куйтун» из озерных отложений большого межледниковья; *9* — низкая терраса из озерно-речных отложений малого межледниковья

Курумканская конечная морена с сильно бугристым рельефом расположена при выходе долины из гор в Баргузинскую впадину. На поверхности морены встречаются валуны гранита до 5 *м* в поперечнике. Моренные валы протягиваются от горного склона по обеим сторонам реки и затем заворачивают навстречу друг к другу, образуя разорванную в середине дугу. Морена выдвигается от горного обрыва на 5 *км* в Баргузинскую долину. Ширина моренной площади более 3 *км*.

Подножье курумканской морены (по внешнему краю) находится на абсолютной высоте 600—640 *м*. Внутренняя сторона моренной площади, где она присоединяется к горному обрыву, имеет абсолютную высоту приблизительно 760 *м*.

Снизу к морене примыкает конус пролювиальных (частью флювиогляциальных) выносов длиной 5 *км*. Он протягивается до констративной поймы Баргузина. Конус разделяется на три возрастные генерации, верхняя, самая древняя из них, является продолжением морены и, очевидно, соответствует ей по возрасту.

За р. Баргузином напротив Курумкана сзади широкой поймы возвышается плато Верхний Куйтун, сложенное в основном озерными песками. Плато Верхний Куйтун близ внешнего края, т. е. ближе к р. Баргузину, севернее пос. Могойто, имеет высоту 530—600 *м*. Высота приблизительно одинакова с вершиной пролювиального конуса, который причленяется к конечной морене Курумканского ледника первого пост-

максимального оледенения. Однако конус, даже внизу близ Баргузина, не перекрыт озерным песком. Следовательно, песок древнее конуса, т. е. древнее первого постмаксимального оледенения. Наряду с этим в южной части Баргузинской долины можно видеть, что следы максимального оледенения перекрыты такими-же озерными песками, какие залегают в районе Курумкана. Это и дало возможность в 1948 г. определить межледниковый возраст песчаных отложений в Верхнем, Нижнем и Сувинском куйтунах Баргузинской долины (Ламакин, 1952, 1957, и др.).

Впоследствии некоторые авторы, например Н. А. Логачев (1958) и Н. А. Флоренсов (1960, стр. 99), заявляли, что такое определение возраста песков в баргузинских куйтунах не подтверждается. Однако никакими фактическими данными заявление не подкреплялось, и с ним нельзя согласиться. Одновременно теми же авторами было сказано, что происхождение баргузинских песков, а также подобных песков в Тункинской долине, Верхне-Ангарской долине и во впадинах Селенгинской Даурии является не озерным, а зандровым. Главным основанием к такому суждению послужила наблюдавшаяся местами в песках наряду с параллельной слоистостью еще косая и волнистая слоистость. Однако это суждение ошибочно. В древние озера возле Байкала, разумеется, впадали реки, которые создавали дельты. И вообще в озерных отложениях можно выделить прибрежные фации со смешанной слоистостью. Поэтому нет причин сомневаться в озерном происхождении всей толщи отложений в целом. Сам Логачев сообщает о нахождении в подобных же песках Тункинской долины озерных моллюсков. В последнее время веские данные об озерном происхождении таких же песков в Селенгинской Даурии сообщила В. Г. Гербова (1961), подтвердив прежние мнения И. Д. Черского и В. А. Обручева.

Кроме того, озерные пески Баргузинской долины распространяются к побережью Байкала и здесь соединяются с такими же песчаными отложениями четвертой древнебайкальской террасы. А отложения этой террасы, как выяснилось позже (Ламакин, 1959) состоят из двух горизонтов: нижнего, отвечающего по времени накопления максимальному оледенению, вероятно его окончанию, и верхнего, отвечающего по времени первой части межледниковья. Широкое распространение озерных отложений к востоку от Байкала обусловлено кратковременным тектоническим опусканием обширной области Забайкалья, которое было прекращено последующим поднятием. Поэтому по аналогии с четвертой террасой Байкала можно предположить, что и озерные пески Баргузинской долины и Забайкалья в нижних горизонтах относятся к оледенению, а в верхних — к межледниковью.

Вслед за первым постмаксимальным оледенением Баргузинская долина тоже подверглась некоторому опусканию, но меньшему по сравнению с предыдущим. На этот раз в долине возникли небольшие озера и усилилась речная аккумуляция. Озерные и речные отложения этого времени залегают на меньшей высоте, чем предшествующие. Напротив Курумкана и южнее, с левой стороны р. Баргузина, они слагают низкую террасу, высотой 8—10 *м* над Баргузином. Терраса примыкает к крутому обрыву Верхнего Куйтуна.

Разумеется, что первоначальные гипсометрические соотношения, разных стратиграфических горизонтов внутри Баргузинской долины искажены неотектоническими движениями. Эти обстоятельства в некоторых случаях затрудняют стратиграфические сопоставления отложений разных мест. Однако в районе Курумкана пролювий, генетически связанный с мореной, и залегающий на той же высоте озерный песок Верхнего Куйтуна разделены столь небольшим расстоянием, что более древний возраст куйтунского песка по сравнению с мореной не вызывает сомнения.

Вокруг Байкала почти всюду можно наблюдать, какое большое влияние на развитие четвертичных оледенений оказала неотектоника. История четвертичных оледенений здесь может служить хорошим примером, подтверждающим известное положение В. А. Обручева (1948—1951) о существенном значении неотектоники в развитии оледенений вообще.

Приходится попутно отметить, что в последние дни появилось превратное описание моренных отложений в береговой полосе Байкала, в частности в устье Молокона. Оно сделано В. И. Галкиным (1961), который в качестве коллектора сопровождал меня во время исследований в 1955—1957 гг. В. И. Галкин заявил, что будто бы мы вообще нигде на берегах Байкала не видели межледниковые отложения, которые разделяли бы морены разного возраста.

Следует заметить, что этих мыслей во время наших экскурсий по берегам Байкала он не высказывал и теперь выступил, не опираясь на какие-либо новые исследования. Он ограничился бездоказательными обвинениями меня в «непоследовательности», «произвольном обращении с фактами», «субъективном подходе к рассматриваемому вопросу» и т. п. Наряду с этим, описывая по моим данным отдельные подробности следов четвертичного оледенения Прибайкалья, как например, распространение морен в губах Фролихи, Аян, Томпуды, В. И. Галкин не счел нужным отметить, что эти данные принадлежат не ему и давно опубликованы (Ламакин, 1952, 1953).

В. И. Галкин полностью пренебрег выяснением стратиграфических взаимоотношений морен и межледниковых террасовых отложений. Он не различил состав и залегание материала в донных и конечных моренах и ошибочно назвал озерно-речными осадками типичные моренные несортированные супеси с угловатыми щебнем и валунами, из которых состоят донные отложения ледников внутри широких и плоских мысов на восточном берегу северной части Байкала, например Урбикана, Кабаньего и др.

В. И. Галкин не принял во внимание и довольно обильные пыльцевые анализы из четвертичных отложений Байкальской впадины, опубликованные разными авторами. Это непростительно потому, что пыльцевые анализы указывают на неоднократную смену совершенно различных климатических условий в Байкальской впадине в связи с чередованием ледниковых и межледниковых времен.

Статья В. И. Галкина пестрит искажениями и отдельных элементарных фактов. К ним относится, например, указание на существование реликтовых ледниковых озер на морене максимального оледенения в устье р. Тыи. В действительности Тыйские озера расположены не на морене, а на прислоненной к ней речной дельте. Озера отделены от Байкала современным береговым валом (рис. 5).

Неправильно определена В. И. Галкиным в качестве напорной морена, разорванная сбросом на р. Выдриной на южном берегу Байкала. Сброс в морене произошел после ее отложения. Фотографии этой морены и морены на р. Молоконе в статье перепутаны.

В. И. Галкин объявил себя сторонником мнения Н. В. Думитрашко (1952) об однократности четвертичного оледенения в Прибайкалье, которое было поддержано Н. П. Ладохиным (1954) и Н. А. Логачевым (1958). Однако, отрицая повторность оледенения в четвертичном периоде, Н. В. Думитрашко (1950) все же признавала, что оно делилось в Прибайкалье на четыре фазы, последовательно уменьшавшиеся от первой к последней. Во избежание недоразумений необходимо отметить, что Н. В. Думитрашко ошибочно описывала следы еще плиоценового оледенения. В. И. Галкину, принявшему точку зрения Н. В. Думитрашко по вопросам четвертичного оледенения, следовало бы разобраться в разновозрастных генерациях ледниковых отложений в береговой полосе Байкала и вообще в Прибайкалье. Различия морен

разного возраста здесь не менее заметны, чем во многих других местностях.

Как ни рассматривать повторные четвертичные оледенения — самостоятельными оледенениями или фазами одного оледенения — во всех случаях научного исследования необходимо подробное выяснение последовательных этапов их развития. Однако В. И. Галкин не занялся изучением разнообразных признаков сложной истории четвертичного периода и впал в коренное противоречие с большинством многочисленных исследователей Восточной Сибири, описывавших грандиозные и сложные проявления древнего оледенения.

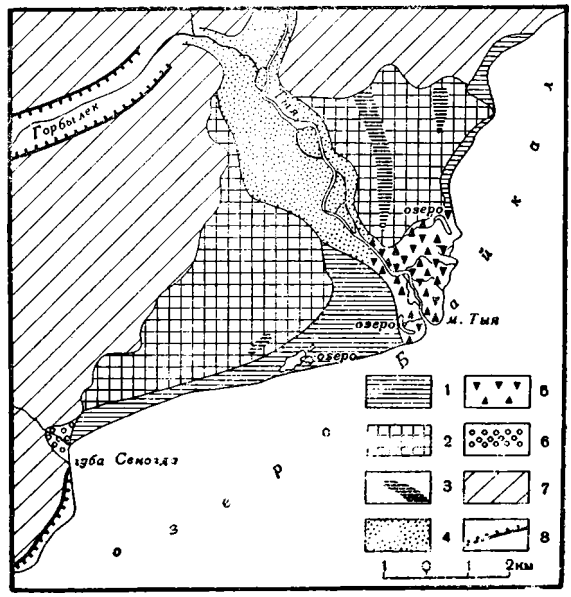


Рис. 5. Схематическая карта четвертичных отложений на северо-западном берегу Байкала в районе устья Тыи и соседних прибрежных озер.

1 — Древнебайкальские плейстоценовые и голоценовые отложения (террасы): *2* — морена максимального оледенения; *3* — моренные валы и холмы; *4* — аллювиальные отложения р. Тыи (пойма и древние террасы): *5* дельта р. Тыи; *6* обрушенный пролювий; *7* горные склоны; *8* — утесы

Можно упомянуть, что вполне отчетливые следы повторности четвертичного оледенения в Прибайкалье и в соседних горах описаны в последние десятилетия многими исследователями, например В. П. Масловым, С. В. Обручевым, В. Г. Лебедевым, А. А. Яценко, С. Г. Мирчинк. Следует вспомнить и более старые работы В. А. Обручева, включая его сводную работу о ледниковом периоде в Северной и Центральной Азии (1931). В. А. Обручев твердо установил на громадном пространстве Азиатского материка существование следов двух самостоятельных оледенений, из которых первое было максимальным. Мнения В. А. Обручева придерживались и мы в первый период исследований Прибайкалья, т. е. в 1927—1934 гг. (В. В. и Н. В. Ламакины, 1930; В. В. Ламакин, 1935).

В. П. Маслов (1939, 1947), исследуя Байкальский хребет и его западный склон в бассейнах верхнего течения Лены и Киренги, описал признаки трех оледенений, наиболее древние из которых отличаются

плохой сохранностью, но свидетельствуют о самом мощном развитии ледников. Во время максимального или первого оледенения, по мнению В. В. Маслова, ледник, спускавшийся по долине Тыи, мог достигать Байкала. Мои наблюдения в 1952 г. подтвердили это предположение.

С. В. Обручев (1942, 1946, 1953) подробно описал ледниковые отложения и формы рельефа в Восточных Саянах и Туве, оставленные двумя оледенениями. Первое («среднечетвертичное», по терминологии С. В. Обручева) было максимальным и отличалось покровным характером («шпицбергенского типа»). Второе («верхнечетвертичное» или «последнее», по терминологии С. В. Обручева) было меньшим, преимущественно долинным, но все же в северовосточной Туве образовало большие ледники «скандинавского типа», покрывавшие плоскогорья. Выделены и межледниковые отложения, к которым в Тункинской долине отнесены пески Соснового бора и мондинские конгломераты. С. В. Обручев не разделял второе, т. е. постмаксимальное оледенение, на отдельные этапы, сопоставляя его целиком с одним зырянским. В отличие от этого я считаю постмаксимальное оледенение сложным и нахожу, что оно разделялось на московское (тазовское), зырянское и сартанское.

В Северо-Байкальском нагорье и Верхне-Ангарской долине А. А. Яценко (1950) описал ясные следы двух оледенений «альпийского типа». Это — те оледенения, которые я называю первым и вторым постмаксимальными оледенениями. Кроме того, А. А. Яценко отметил выше конечных морен второго оледенения «небольшие стадиальные морены последнего оледенения», которое местами носило каровый характер. Соответственно с принятой мной терминологией такое оледенение можно назвать третьим постмаксимальным. Следов максимального покровного оледенения А. А. Яценко не находил, но привел сообщение М. М. Лаврова о широком распространении гранитных валунов по широким водоразделам в бассейне р. Чуро, которые сложены метаморфическими сланцами и песчаниками.

На основании этих данных А. А. Яценко допускает развитие в Северо-Байкальском нагорье и наиболее древнего покровного оледенения, которое было максимальным.

Далее к северу от Байкала в Олекмо-Витимской горной стране следы первого оледенения (максимального) и второго долинного оледенения (постмаксимального) описаны В. Г. Лебедевым (1948) в бассейне р. Жуи. В тех же горах, а также южнее в Южно-Муйском и Икатском хребтах и в прилегающей части Витимского плоскогорья С. Г. Мирчинк (1955, 1961) подробно изучила ледниковые образования, относящиеся, по её терминологии, к «максимальному» «постмаксимальному» и «новому» оледенениям. Новое оледенение, соответствует моему второму постмаксимальному оледенению. Кроме того, С. Г. Мирчинк допускает возможность существования в конце плейстоцена небольших каровых ледников и после нового оледенения, т. е. во время третьего постмаксимального оледенения по принятой мною терминологии.

В результате продолжительного изучения ледниковых образований в Прибайкалье, произведенного многими исследователями, не остается сомнений, что оледенение было неоднократным. Оно ясно разделялось на максимальное и постмаксимальное. При этом постмаксимальное оледенение большинством исследователей разделяется на первое и второе. Некоторые исследователи отличают еще конечную фазу второго оледенения, которую я считаю третьим постмаксимальным оледенением.

Максимальное и три постмаксимальных оледенения в Прибайкалье, а также и в других местностях столь обособлены друг от друга, что могут считаться самостоятельными оледенениями, т. е. разделенными

межледниковьями. Во время каждого межледниковья не только теплело и деградировали ледники, но в соседней местности изменялась растительность и, что не менее важно, происходили смены водной эрозии и аккумуляции. Изменялись даже знаки движений земной коры. Можно сказать, что изменялся ход геологического развития всей природы.

Но степень обособленности и значение в развитии природы каждого оледенения все же различны. В общем порядке развития оледенений выясняются интересные закономерности. Так, вслед за максимальным оледенением каждое последующее оледенение отличалось все меньшим развитием. Самым слабым было последнее или третье постмаксимальное оледенение. В связи с этим оно и обособлено меньше, чем предшествующие. Поэтому самостоятельность третьего постмаксимального оледенения менее заметна и признается меньшим числом исследователей, чем самостоятельность предшествующих оледенений.

Где бы мне не приходилось исследовать ледниковые отложения и формы рельефа, я всюду замечал больше различий в сохранности между образованиями максимального и первого постмаксимального оледенений, чем между образованиями первого и второго постмаксимального оледенений. Следы второго и третьего постмаксимальных оледенений еще менее различаются по свежести. Из этого можно заключить, что каждое последующее оледенение и межледниковье были короче предыдущих. О последовательном укорачивании плейстоценовых оледенений и межледниковий говорит также уменьшение размаха водной эрозии и аккумуляции во время сменявших друг друга циклов, в связи с чередованием ледниковых и межледниковых условий.

Последовательное сокращение во времени и пространстве постмаксимальных оледенений является важным их свойством, которое указывает на общность процесса всего плейстоценового оледенения. Самое последнее оледенение было совсем коротким и слабым. Но как мы его не сочтем, оледенением ли подобно предшествующим, или фазой, несомненно то, что и оно подчинялось единому постепенно ускорявшемуся ритму и ослабевавшему размаху колебаний. В связи с этим я не раз (Ламакин, 1959, 1961) называл все три постмаксимальные оледенения фазами одного оледенения, которое в качестве повторного противопоставлял максимальному, т. е. главному или начальному оледенению плейстоцена (средне- и верхнечетвертичного времени других авторов).

Несмотря на очень слабое развитие третьего постмаксимального оледенения оно принципиально не отличалось от предшествующих. Поэтому, мне кажется, нет оснований придавать ему особый ранг, называя фазой или стадией. Если третье постмаксимальное оледенение считать фазой, то фазами надо называть и два предшествующих оледенения.

В связи со сказанным можно рассматривать максимальное и постмаксимальное оледенения, вместе взятые, как одну верхнечетвертичную ледниковую группу и противопоставлять ее нижнечетвертичному или эоплейстоценовому оледенению, которое на Русской равнине получило название окского.

Плейстоценовое оледенение отделено от эоплейстоценового очень большим промежутком времени. Это явствует из того, что окская морена на Русской равнине сильно размыта даже там, где перекрыта отложениями максимального оледенения, которые предохраняли ее от разрушения.

Верхнечетвертичные оледенения с разделяющими их межледниковьями составили единый комплекс событий, который был вызван общеземным похолоданием климата в высоких и средних широтах. Но

и тектонические поднятия способствовали во многих местах образованию ледников. Особенно большое влияние неотектоника оказала на развитие постмаксимальных оледенений и межледниковых перерывов. Возникновение межледниковий в значительной мере зависело от изостатических опусканий земной коры под влиянием ледниковой нагрузки во время предшествующих оледенений. Особенного размаха достигали изостатические движения под влиянием более ранних оледенений, отличавшихся наибольшими размерами.

В Прибайкалье до сих пор не найдены следы нижнечетвертичного оледенения, которое оставило свои отложения во многих других местах. Вокруг Байкала проведены многие специальные исследования разными лицами, сделаны подробные геологические съемки, во многих местах на берегу озера, а также в Тункинской и Баргузинской долинах пробурена четвертичная толща — и никаких признаков раннего четвертичного оледенения не замечено. Пыльцевые анализы эоплейстоценовых отложений, со своей стороны, не показывают такого похолодания, которое позволило бы предположить развитие оледенения (Ламакин, 1959; Равский и Голубева, 1960). Поэтому есть основания считать, что раннего четвертичного оледенения в Прибайкалье не было.

По данным современных исследований, этого оледенения не было и во всем Южно-Сибирском горном поясе. Даже на Алтае, где некоторые исследователи недавно описывали морену раннечетвертичного оледенения, такого оледенения в действительности не было. Последующие работы Н. А. Ефимцева (1961*а*; 1961*б*) показали, что за раннечетвертичную морену здесь принимались отложения другого происхождения.

Только значительно севернее Байкала, в Бодайбинском районе С. Г. Мирчинк (1961) нашла маломощные морены более древнего возраста, чем максимальное оледенение.

То, что раннечетвертичное оледенение не образовалось в горах Южной Сибири, можно объяснить недостаточной их высотой в то время. Выводы из наблюдений С. Г. Мирчинк согласуются с моими наблюдениями над признаками запоздалого поднятия Хамар-Дабана и Тункинских гольцов по сравнению с горами над северной частью Байкала. По-видимому, тектоническое поднятие, которое захватило Прибайкалье, распространялось волной с севера на юг. Сначала оно сказалось на Патомском нагорье и в районе Бодайбо, где дало возможность развиться древнейшему оледенению. В северном Прибайкалье горы сильно поднялись только перед максимальным оледенением, а в южном Прибайкалье — еще позже, перед первым постмаксимальным оледенением.

Эоплейстоценовое оледенение вообще очень слабо проявилось в Сибири, ограничившись только некоторыми более северными горными районами. По данным последних исследований, его нельзя, например, предполагать по всему ледовитоморскому побережью Восточной Сибири, включая Таймыр. Однако следы этого оледенения известны на севере Западно-Сибирской низменности (Соколов, 1959). В Европе, в частности на Русской равнине, оно обладало большими размерами (Ламакин, 1948; Москвитин, 1954; Яковлев, 1956; Кригер и Москвитин, 1961 и др.). Сильно развивалось оно и в Северной Америке.

Многочисленные данные показывают, что Сибирь, особенно Восточная, больше отличалась от Европы по степени развития окского оледенения, чем по степени развития максимального и постмаксимального. Почему это так?

Известно, что сильному развитию плейстоценовых оледенений в Сибири препятствовала континентальность климата, главным образом малое количество снега. Но можно ли признать, что в эоплейстоцене климат Сибири был еще более континентален, чем в плейстоцене? Нет никаких оснований так думать. Напротив, существуют определенные

данные о сравнительно мягких климатических условиях на обширных пространствах Сибири до начала максимального оледенения (Ламакин, 1959; Равский и Алексеев, 1960; Равский 1961). В Якутии признаки вечной мерзлоты встречаются только в тех отложениях, которые не древнее максимального оледенения (Алексеев, 1961; Алексеев, Гитерман, Куприна, Медянцев, Хорева, 1961). Поэтому можно предположить, что во время окского оледенения климат на Земле вообще не отличался большой суровостью и что это оледенение образовалось главным образом вследствие больших тектонических поднятий в отдельных районах на крайнем севере.

Особенно большое распространение окского оледенения в Европе, вероятно, зависело от расширения материковой суши на север до Земли Франца Иосифа. Суша высоко поднялась над уровнем океана, в ее состав входила и Новая Земля. Оттуда лед надвинулся и на север Западно-Сибирской низменности.

Лично мне приходилось подробно изучать морену окского оледенения во многих местах в бассейнах Печоры и Вычегды, где она отложена ледниковым покровом, надвинувшимся из Ново-Земельского центра оледенения (Ламакин, 1948).

Наблюдал я окскую морену и в бассейнах Москвы-реки и Клязьмы, где она отложена скандинавским ледником. И по собственным исследованиям, и потому, что известно из работ других исследователей, раннечетвертичные моренные отложения на Русской равнине обладают несравненно большей плотностью, чем морены максимального и последующих оледенений. Кроме того, окская морена даже у границы оледенения в значительной мере состоит из местного материала, который почерпнут ледником в подстилающем ложе. В отличие от этого последующие морены состоят преимущественно из чуждого материала, принесенного из центров оледенений.

Большая плотность морены и большое участие в ее составе местного материала, не исключая периферическую зону оледенения, могут быть объяснены тем, что ледник надвигался высоким крутым фронтом на поверхность, не скованную вечной мерзлотой. Большая мощность ледника в краевой полосе и талые грунты, на которые он наступал, благоприятствовали ледниковому выпахиванию местных горных пород, вследствие чего они большими массами входили в состав морены. Вместе с тем большое давление высокого фронта ледника и талое состояние его ложа способствовали особенно плотному притиранию несмерзшихся механических частиц грунта друг к другу. Именно этим может быть объяснена необыкновенная уплотненность окской морены.

Не слишком суровые климатические условия в средних широтах во время окского оледенения подтверждаются и историей фауны млекопитающих, которая, по мнению В. И. Громова (1948 и др.), показывает, что до максимального оледенения похолодание климата не было значительным.

Все это позволяет думать, что раннечетвертичное материковое оледенение, питавшееся из далеко расположенных северных центров, проникало в зону сравнительно умеренного климата. Климатический градиент между оледенелой и неоледенелой областями был велик и обеспечивал большую мощность ледника в краевой его зоне.

Раннечетвертичное оледенение Европы и Северной Америки зависело не столько от общеземного похолодания климата, сколько от высокого тектонического поднятия северных заполярных районов этих континентов с прилегающими к ним участками дна шельфовых морей. Соответственно с этим раннечетвертичное оледенение в меньшей мере обладало циркумполярным развитием, чем последующее максимальное оледенение.

Различия тектонических условий при развитии раннего и максимального оледенения легче представить себе, если принять во внимание большой промежуток времени, разделяющий эти оледенения. Его продолжительность определяется не только сильной размытостью древней**шей морены, о чем уже упоминалось,** но и сильной выветрелостью валунов, которые в ней содержатся. От многих валунов, как говорят, остались только тени; они рассыпаются от прикосновения в дресву и песок. Древняя морена так сильно разрушена несмотря на то, что со времени максимального оледенения была предохранена от размывания и выветривания последующей мореной и другими отложениями. Ввиду большой продолжительности время, прошедшее между ранним и максимальным оледенением, даже трудно называть межледниковым. Оно имело более самостоятельное значение в геологической истории, чем позднейшие межледниковья.

Некоторые геологи предполагают, что большое участие местного материала в составе раннечетвертичной морены на Русской равнине зависит от сильного эрозионного расчленения поверхности, на которую наступал ледник. Предполагается, что неровности рельефа, оказывая сопротивление движению ледника, вызывали усиленное выпахивание поверхности. Но это объяснение недостаточно убедительно. Во-первых, доледниковый рельеф не повсеместно обладал сильной расчлененностью. Во-вторых, во многих местах и тот позднейший рельеф, на который легла морена максимального оледенения, отличается сильным эрозионным расчленением. Это можно видеть, например, на Тимане и в полосе Северных увалов в верховьях Вычегды. Однако морена максимального оледенения и здесь состоит преимущественно из принесенного эратического материала.

Существующие указания на признаки мерзлотных нарушений залегания грунтов в перигляциальной зоне окского ледника не могут поколебать мнения об отсутствии вечной мерзлоты в окское время. Во-первых, те нарушения, на которые сделаны указания, вызывают сомнения в их мерзлотном происхождении. Во-вторых, возраст грунтов с нарушениями определен во многих случаях очень сложными, окольными путями, и поэтому не может считаться достоверным.

В отличие от раннечетвертичного оледенения ледники максимального и постмаксимального оледенений на Русской равнине наступали на местность с суровым климатом, которая была скована вечной мерзлотой. Разница в степени охлаждения между центром оледенения и его периферической зоной была меньше. В связи с этим мощность ледника в краевой зоне уменьшалась постепенно. При малой мощности в краевой зоне максимальный ледник не мог сильно выпахивать свое ложе. По этой же причине он не мог хорошо спрессовывать откладываемую морену.

Суровый климат в перигляциальной зоне максимального и постмаксимального оледенения ускорил эволюцию млекопитающих, что не замедлило привести к образованию мамонтового комплекса. В это же время на земле появился и современный человек — Homo sapiens.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 51, 1961.

Алексеев М. Н., Гитерман Р. Е., Куприна Н. П., Медянцев А. И., Хорева И. М. Четвертичные отложения Якутии.— Вопросы геол. антропогена Изд-во Академии наук СССР, 1961.

Галкин В. И. К вопросу о характере оледенения на побережье оз. Байкал.— Материалы по геологии мезо-кайнозойских отложений Восточной Сибири. Вып. 3. Труды Восточно-Сибирского Геол. ин-та. Иркутск, 1961.

Гербова В. Г. К вопросу о возрасте и происхождении нижнеселенгинских песков.— Бюлл. Ком. по изуч. четвер. периода, № 26. АН СССР, 1961.
Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, 1948.
Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Состояние вопроса о нижней границе и стратиграфическом подразделении антропогеновой (четвертичной) системы — Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 4.
Думитрашко Н. В. К вопросу об оледенении Байкальской горной области.— Вопросы геогр., сб. 21-й, М., 1950.
Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области.— Материалы по геоморф. и палеогеогр. СССР. Труды Ин-та географии АН СССР, т. 55, № 9, 1952.
Ефимцев Н. А. О характере и количестве оледенений горного Алтая и Саян.— Вопросы геологии антропогена. АН СССР, 1961*а*.
Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и Восточной части Горного Алтая. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 61. М., 1961*б*.
Котульский В. К. Геологические исследования в северо-западной части Баргузинского округа в 1911 г.— Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район, вып. IX. СПб., 1913.
Кригер Н. И., Москвитин А. И. Очерк изученности плейстоцена Русской равнины в пределах РСФСР. Изд. ИНКВА, Варшава, 1961.
Ладохин Н. П. О древнем оледенении Баргузинского хребта. Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР, вып. 1. Улан-Удэ, 1954.
Ламакины В. В. и Н. В. Саяно-Джидинское нагорье (по исслед. 1928 г.) — «Землеведение», т. XXXII, вып. 1—2. М., 1930.
Ламакин В. В. Прошлое рельефообразование в Тункинском Прибайкалье.— «Землеведение», т. XXXVII, вып. 1. М., 1935.
Ламакин В. В. Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины.— Бюлл. Ком. по изуч. четвер. периода, № 12, АН СССР, 1948.
Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений. «Землеведение», т. III (XLIII), М., 1950.
Ламакин В. В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. М., Географгиз, 1952.
Ламакин В. В. Байкальский тип четвертичного оледенения.— Изв. ВГО, т. 85, вып. 2, 1953.
Ламакин В. В. О развитии Байкала в четвертичном периоде.— Труды Комиссии по изучению четвертичного периода, т. XIII, АН СССР, 1957.
Ламакин В. В. Танхойский берег Байкала — Географический сборник, X. Изд. Геогр. общ. СССР, 1958.
Ламакин В. В. О стратиграфическом расчленении четвертичной системы в береговой полосе Байкала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 32, 1959.
Ламакин В. В. Четвертичная геология Байкальской впадины и ее горного обрамления.— Вопросы геологии антропогена. АН СССР, 1961.
Лебедев В. Г. Строение рыхлого покрова и история развития рельефа бассейна реки Жуи (Ленский золотоносный район).— «Землеведение», т. II (XLII), М., 1948.
Логачев Н. А. О происхождении четвертичных песков Прибайкалья.— Изв. Сибирского отд. АН СССР, геол. и геоф., вып. 1. Новосибирск, 1958.
Маслов В. П. Следы древнего оледенения в Северо-Западном Прибайкалье.— Сборник, посвященный В. А. Обручеву. Изд. АН СССР, 1939.
Маслов В. П. Геология верховьев рек Лены и Киренги.— Труды Ин-та Геол. наук, вып. 85, АН СССР, 1947.
Мирчинк С. Г. К оледенению южных склонов Южно-Муйского хребта.— Вопросы геологии Азии, т. 2. АН СССР, 1955.
Мирчинк С. Г. К стратиграфии четвертичных отложений Ленского и Баргузинского золотоносных районов.— Материалы совещания по изуч. четвер. периода, т. III, АН СССР, 1961.
Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1954.
Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии.— Бюлл. Ком. по изуч. четвер. периода. № 3, АН СССР, 1931. То же в кн.: «В. А. Обручев. Избранные работы по географии Азии, т. III». М., 1951
Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5. То же в кн.: «В. А. Обручев. Избранные работы по географии Азии, т. II»., М., 1951.
Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, 1942, № 5—6.
Обручев С. В. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна.— Изв. ВГО, т. 78, № 5—6, 1946.
Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время.— Изв. ВГО, т. 85, № 5, 1953.

Равский Э. И. и Алексеев М. Н. Четвертичный период в Восточной Сибири.— В кн.: «Хронология и климаты четвер. периода». Междун. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Изд. АН СССР, 1960.
Равский Э. И. и Голубева Л. В. Эоплейстоцен Тункинской впадины.— Докл. АН СССР, т. 135, № 5, 1960.
Равский Э. И. Перигляциальные явления и перигляциальные зоны плейстоцена Восточной Сибири.— Вопросы геол. антропогена (к VI конгрессу ИНКВА в Польше в 1961 г.). АН СССР, М., 1961.
Соколов В. Н. Северная часть Западно-Сибирской низменности.— В кн.: «Стрелков С. А. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики». Труды науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 91. М., 1959.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 19. М.— Л., 1960.
Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины.— Госуд. научн.-техн. изд-во литературы по геол. и охране недр. М., 1956.
Яценко А. А. Об оледенении Байкальской горной области.— Вопросы географии, сб. 21. М., 1950.

Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ
Институт географии АН СССР

ХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОСЛЕДНЕЙ ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЫ

Использование радиометрических методов при изучении четвертичного периода приобретает большую актуальность, открывая возможность для интерпретации результатов геолого-геоморфологических и археологических исследований в масштабе абсолютного времени. В последние годы важное практическое значение получил радиоуглеродный метод определения абсолютного возраста образований позднего плейстоцена и голоцена. Область применения этого метода охватывает последние 50 000—70 000 лет, что позволяет изучить хронологию большей части эпохи последнего оледенения. Однако, в силу сложности определения возраста древних материалов, преобладающая часть радиоуглеродных датировок не превышает 35 000—40 000 лет назад, так что фактически область применения этого метода несколько сужается.

Миновав стадию контрольных испытаний и датировок единичных, нередко произвольно выбранных образцов, большинство радиоуглеродных лабораторий в настоящее время проводит исследования серий геологических и археологических образцов, отобранных с целью разрешения конкретных проблем.

Данные радиоуглеродного метода имеют исключительно важное значение для установления абсолютной хронологии последней ледниковой эпохи и соответствующих зон краевых образований. К сожалению, эти данные пока еще не очень велики и нередко имеют предварительный характер. Тем не менее необходимость оценки полученных результатов является вполне очевидной, поскольку от этого во многом зависит направленность предстоящих работ.

В связи с тематикой настоящего сборника основной материал сообщения составляет систематический обзор данных по хронологии последнего оледенения на севере Европы. Вместе с тем ради полноты изложения представляется целесообразным привлечь также некоторые данные по другим территориям.

Среди важнейших результатов исследований в Северной Америке отмечается подразделение *висконсинского* (последнего) оледенения на две крупные части. На востоке области Великих озер ледниковые отложения раннего висконсина, вскрытые многочисленными буровыми скважинами, а также в некоторых естественных обнажениях, имеют значительную мощность. Они повсеместно перекрыты более молодыми висконсинскими образованиями. Озерно-болотные осадки интервала между ранним и основным висконсином, длившегося от 50 000 до 28 000 лет на-

зад (Dreimanis, 1960), палеоботанически охарактеризованы как межстадиальные. На основании подробных данных этот межстадиал, получивший название *сиднейского*, прерывался непродолжительными подвижками льдов и может быть подразделен на ряд более дробных межстадиальных интервалов: *порт-толбот, плам-пойнт* и др. (рис. 1); во

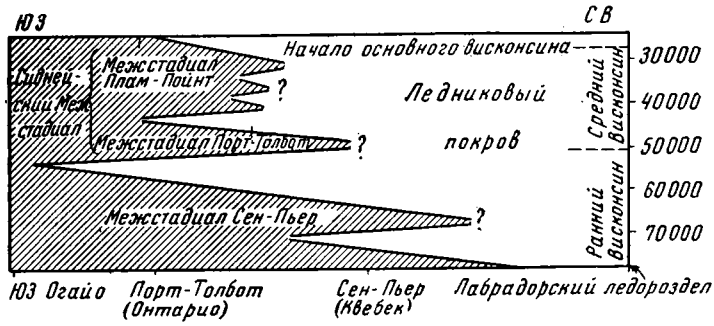


Рис. 1. Развитие оледенения на востоке Северной Америки в раннем и среднем висконсине (по Дрейманису)

время их оптимальных фаз область Великих озер освобождалась от льдов и там росли таежные леса (Picea glauca, Pinus banksiana и др.).

На основании радиоуглеродных датировок с привлечением палеоботанических и геолого-геоморфологических данных была детально разработана абсолютная хронологическая шкала основного (классического) висконсина (рис. 2). Не останавливаясь на особенностях этой шкалы, подробно рассматриваемых в многочисленных работах Флинта, Диви, Рубина и других американских исследователей, необходимо лишь отметить, что наибольшее распространение висконсинского ледникового покрова было датировано примерно в 20 000—18 000 лет назад, а окончательная деградация льдов на востоке Северной Америки имела место, вероятно, во время послеледникового климатического оптимума.

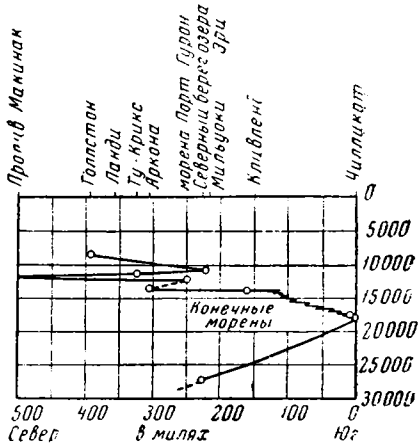


Рис. 2. Развитие оледенения на северо-востоке Северной Америки в позднем висконсине (по Флинту, 1957). Радиоуглеродные датировки показаны черными пунсонами.

Отсутствие ранневисконсинской морены в западной части области Великих озер привлекалось наряду с другими фактами для обоснования концепции о миграции ледораздела к западу по мере развития покровного оледенения на востоке Северной Америки (Dreimanis, 1960). Если признать, что ледораздел в раннем висконсине находился далее к востоку, чем в классическом висконсине, то ранневисконсинская морена должна характеризоваться более высоким содержанием обломочного материала из восточного Лабрадора. Это положение было подтверждено анализами содержания гранатов и карбонатов в моренном материале из области Великих озер.

Концепция о миграции ледораздела во время последнего оледенения получила известное подтверждение также и в Северной Европе. На ос-

нове анализа борозд, шрамов и других следов, оставленных ледниками на поверхности коренных пород Фенноскандии, было установлено наличие двух крупных стадий последнего оледенения, причем вторая была более значительной, чем первая. В начале каждой стадии ледораздел располагался западнее современного главного водораздела Скандинавского нагорья, а затем постепенно смещался к востоку по мере развития оледенения (Nilsson, 1959). Разумеется, эти представления, не подкрепленные палеоботаническими данными и определениями абсолютного возраста, не являются окончательно доказанными.

Радиоуглеродные датировки в Европе большей частью были получены в области перигляциального лёссонакопления и в гораздо меньшей степени — в области последнего оледенения. Согласно абсолютной хронологической шкале, предложенной для Центральной Европы (Gross, 1958), последнее (вюрмское) оледенение расчленялось на три стадии продолжительным готтвейгским межстадиалом (от 42 000 до 30 000 лет назад) и более коротким паудорфским межстадиалом (от 29 000 до 25 000 лет назад). Эти межстадиалы вместе с разделяющей их стадией похолодания (максимум около 30 000 лет назад) сопоставляются с сиднейским межстадиалом, выделенным в Северной Америке.

Детальная корреляция стадий и межстадиалов последнего оледенения на востоке Северной Америки и в Центральной Европе, осуществляемая Флинтом, Вольдштедтом и другими зарубежными исследователями, определенно свидетельствует о синхронности развития ледниковых явлений по обе стороны Атлантики. Этому заключению не противоречат также результаты изучения донных осадков Атлантического океана (Ericson a. o., 1961). Путем сопоставления палеоклиматических представлений, основанных на иследовании видового состава планктонных фораминифер, и экстраполяции радиоуглеродных датировок, полученных для верхних слоев, на нижележащие горизонты (допуская постоянство скорости осадконакопления), было установлено, что последнее оледенение являлось двучленным. Более ранняя стадия продолжалась около 20 000 лет, более поздняя — около 50 000 лет, разделяющий их межстадиал — около 35 000 лет, а послеледниковое время — приблизительно 11 000 лет. Разумеется, эти оценки возраста большей частью являются лишь ориентировочными.

Совершенно очевидно, что наименее определенными являются датировки конца последнего межледниковья, а также начальных этапов последнего оледенения. Рекордное значение имеет датировка 64 000± ±1100 лет назад, полученная для сосновой древесины из слоя погребенной почвы подзолистого типа, залегающей выше песчаного горизонта, который непосредственно кроет эмские межледниковые отложения в карьере Амерсфорт в Нидерландах (Vries, 1958). Упомянутая ископаемая почва, по данным спорово-пыльцевого анализа, образовалась во время наиболее древнего — амерсфортского межстадиала последнего оледенения.

Осадки древних межстадиалов последнего оледенения были обнаружены также в Дании, к западу от границы этого оледенения. Они представлены торфами и гиттиями, содержащими пыльцу сосны и ели, и перекрыты солифлюкционными слоями. Ниже залегают гиттии, время накопления которых сопоставлялось с верхним климатическим оптимумом эемского межледниковья[1]. Радиоуглеродные датировки и данные спорово-пыльцевого анализа использовались для обоснования выделения брерупского межстадиала. Отложения этого межстадиала из разреза у отеля Брёруп были датированы по C^{14} в 59 430±1000 и 58 740±

[1] Правомочность выделения этого оптимума ставится под сомнение (Andersen, 1961).

±1000 лет назад (Andersen a. o., 1960). Абсолютный возраст оптимума этого межстадиала — примерно 59 000 лет назад. Данные о древних межстадиалах последнего оледенения — амерсфортском и брёрупском — имеют лишь предварительное значение, поскольку приведенные выше датировки единичны.

Недавно В. П. Гричук (1961) выступил с поддержкой концепции о существовании в верхнем плейстоцене еще одного межледниковья, более молодого, чем микулинское. Отложения этого межледниковья на Русской равнине получили своеобразную палеоботаническую характеристику: более 70% пыльцы широколиственных пород с господством липы (Tilia cordata, T. platyphyllos). Такие отложения были вскрыты в разрезе низкой террасы высотой 4—5 *м* у д. Боярщина на р. Каспля в Понизовском районе Смоленской области. Тем не менее радиоуглеродная датировка древесины из аналогичной террасы у соседней д. Волоты в 2630±160 лет назад (Старик, Арсланов, 1961) не подтвердила эту концепцию: терраса, по-видимому, формировалась в голоцене.

Выше упомянутые исследования донных осадков Атлантики (Ericson a. o., 1961) показали, что за последние 50 000—60 000 лет не было периода более теплого, чем современный. Таким образом, предположение о существовании верхнеплейстоценового межледниковья, более молодого, чем микулинское, не получает подтверждения данными нескольких, не зависимых друг от друга методов.

Среди немецких исследователей получила известное признание гипотеза о том, что последнее оледенение в Европе достигало максимального развития в позднем вюрме и поэтому ранневюрмские ледниковые и водно-ледниковые образования были перекрыты более молодыми отложениями. Гросс (Cross, 1958) указал, что во время продолжительного межстадиала между ранним и поздним вюрмом могли образоваться речные террасы в районах, расположенных за пределами распространения льдов в раннем вюрме. Герман (German, 1959) выступил в поддержку данной гипотезы, отметив, что к этому межстадиалу было приурочено формирование готтвейгских ископаемых почв и уступов вторых надпойменных галечниковых террас рек Баварского плато. Поскольку такие террасы ныне прослеживаются лишь фрагментарно, допускалась вероятность их размыва потоками талых вод либо перекрытия зандрами в позднем вюрме. Около г. Ульм на р. Иллер под слоем галечника мощностью 2 *м* в этих террасах были найдены стволы дубовых деревьев. Однако возраст древесины по C^{14} оказался весьма молодым: 1850±750 лет назад[1].

Таким образом, определение абсолютного возраста низких террас на Русской равнине и в предгорьях Альп с помощью радиоуглеродного метода не подтвердило предположение об образовании рассматриваемых террас в середине последней ледниковой эпохи.

Вплоть до настоящего времени остаются мало исследованными не только ранние, но и средние этапы истории последнего оледенения на севере Европы. Механическое перенесение хронологических концепций, разработанных для лёссовых областей Центральной Европы (Gross, 1958; Woldstedt, 1958), на область последнего оледенения Северной Европы представляется преждевременным.

---

[1] Осенью 1961 г. Н. С. Чеботаревой из прежней расчистки в разрезе на р. Балазне с глубины 2 *м* от бровки террасы были отобраны растительные остатки (семена, плоды, куски древесины и др.), которые были проанализированы в радиоуглеродной лаборатории Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР. Полученная датировка 5120±200 лет определенно указывает, что горизонт гиттий, вмещающий рассматриваемые растительные остатки, образовался во время климатического оптимума голоцена. Таким образом, мнение о межледниковом возрасте 4—6-метровой террасы р. Балазна не получило подтверждения.

Существенным пробелом является недостаток точных данных о возрасте зон краевых образований, хорошо выраженных в рельефе Русской равнины, Северо-Германской и Северо-Польской низменностей. Невозможно даже установить, когда последний ледниковый покров достигал максимальной границы своего распространения на этой территории: 18 000—20 000 лет назад, как это указывается для северо-восточных районов Северной Америки (см. рис. 2), или гораздо раньше, 48 000—50 000 лет назад. На основании корреляции с данными по Северной Америке и Атлантике более предпочтительной представляется первая альтернатива, в соответствии с которой создание морфоскульптуры в области последнего оледенения Северной Европы растягивалось на 12 000—14 000 лет.

Отдельные исследователи (Woldstedt, 1958) относят бранденбургские краевые образования к максимуму позднего вюрма, имевшему место 18 000—20 000 лет назад, а померанские образования — к интервалу 16 000—17 000 лет назад. В основу этих корреляций положена концепция синхронности развития оледенения по обе стороны Атлантики и некоторые экстраполяционные расчеты с учетом датировок, полученных по ленточным глинам. Радиоуглеродные данные пока еще единичны. В качестве примера можно сослаться на датировки верхнепалеолитических стоянок Мейендорф и Поггенвиш близ Гамбурга. Эти стоянки были обнаружены в сильно минерализованных гиттиях на дне долин, прорезающих краевые образования (конечные морены) померанской стадии. В гиттиях были найдены остатки арктической и субарктической флоры (Schütrumpf, 1955). Первоначально полученные радиоуглеродные датировки — для стоянки Мейендорф 15 750±800 и для стоянки Поггенвиш 15 150±350 лет назад — подтвердили приведенные выше оценки возраста померанской стадии. Однако, в связи с недоучетом загрязнения испытуемых образцов погребенной древесины более древним углеродом, приведенные датировки были признаны неудовлетворительными, и для стоянки Поггенвиш была получена новая датировка 12 980±370 лет назад (Gross, 1958). Если признать правильность этой датировки, то отступание льдов от померанских краевых образований началось, вероятно, около 14 000 лет назад. Такую оценку приводит в своих работах и В. К. Гуделис (1957, 1960).

Вследствие ограниченности фактических сведений вряд ли можно категорически утверждать, что бранденбургские, франкфуртские и померанские краевые образования, а также их предполагаемые аналоги на территории СССР и Польши были стадиальными. До сих пор обнаружено лишь весьма ограниченное число соответствующих межстадиальных разрезов, имеющих к тому же недостаточно обоснованную палеонтологическую характеристику.

Дальнейшие поиски межстадиальных отложений на севере Европы и их изучение с привлечением нескольких методов (геолого-геоморфологического, палеобиологических, радиоуглеродного и др.) являются исключительно важной задачей.

Принимая во внимание морфометрические показатели расчлененности рельефа, можно сделать лишь заключение о том, что зоны краевых образований на низменностях северо-западной Европы формировались в процессе последовательного убывания края последнего ледникового покрова, к северу от максимальной границы его распространения. В этом направлении уменьшается степень освоенности рельефа эрозионными процессами в целом и увеличивается сохранность свежих гляциогенных форм, что неоднократно отмечалось исследователями данной территории. Подтверждением последовательного улучшения климата во время угасания последнего оледенения являются недавно полученные результаты изучения донных океанических осадков (в первую очередь

реконструкции палеотемператур поверхностных вод океана по изотопам кислорода (Emiliani, Geiss, 1957).

Наиболее изучена хронология поздних этапов оледенения. Хронологические шкалы, установленные по ленточным глинам, были подтверждены радиоуглеродными датировками. Последние широко использовались для выделения бёллингского межстадиала с максимумом около 12 300 лет назад. Во время этого межстадиала льды отступили к северу и на низменностях Северо-Западной Европы появились рощи из березы бородавчатой (Betula pubescens). Результаты спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродные датировки свидетельствуют о несколько большей продолжительности бёллингского межстадиала в центральных районах Германии, где волна похолодания между бёллингом и аллерёдом выражена менее резко, чем в Дании, Нидерландах и северо-западных районах Германии. Во время упомянутого холодного интервала произошла подвижка ледникового края на юге Швеции и сформировалась полоса краевых образований, простирающаяся от Гётеборга через Маркарюд на Кальмар.

Следующим этапом в ходе деградации оледенения был аллерёдский межстадиал продолжительностью около 1000 лет[1] (от 12 000 до 11 000 лет назад). Аллерёдские отложения достаточно широко распространены на севере Европы и имеют важное маркирующее значение. Судя по характеру растительности, климатические условия аллерёда не намного отличались от современных. В юго-западной Литве распространялись рощи из вяза, липы, дуба (Cudelis, Kabailiené, 1958), а в остальных частях Прибалтики — сосново-березовые леса с участием ели и примесью широколиственных пород. Эти леса, по мнению Г. Н. Лисицыной (1956), произрастали и на северо-востоке Эстонии, но далее к востоку в составе лесов доминировала ель, а участие широколиственных пород было незначительно. На Русской равнине с аллёредом сопоставляется нижний максимум ели, выделяемый на спорово-пыльцевых диаграммах некоторых торфяников. Не исключено, что этот максимум мог соответствовать аллерёду и бёллингу вместе взятым, поскольку в условиях более континентального климата волна похолодания между этими межстадиалами могла быть весьма слабо выраженной.

Во время аллерёда произошло резкое сокращение ледникового щита. По оценкам Х. В. Альманна (1961), в аллерёде объем ледникового щита уменьшился более, чем в два раза. По данным изучения донных морских осадков (Ericson и др. 1961), общее повышение температур поверхностных вод океана началось около 11 000 лет назад. Эти данные подтверждают точку зрения М. И. Нейштадта (1957) о том, что аллерёд следует рассматривать как начало послеледникового времени — голоцена.

Последовавшее за аллерёдом похолодание имело важное значение. В это время на севере Европы произошла крупная подвижка льдов, приведшая к созданию сложно построенной широкой полосы краевых образований, представленных ледниковыми и водно-ледниковыми фациями. В пределах этой полосы выделяются гряды Сальпаусселькя в Финляндии, морены Средней Швеции, морены ра и громсё-люнген в Норвегии. В известных опорных разрезах у пос. Кунда и у с. Горелово аллередские слои перекрыты отложениями верхнего дриаса, свидетельствующими о возвращении перигляциальных условий.

Эта последняя крупная ледниковая стадия, которая продолжалась около 500 лет и закончилась примерно 10 500 лет назад, может рассмат-

[1] В 1961 г. возраст древесины, взятой из базального горизонта аллерёдского торфяника у с. Горелово под Ленинградом, был определен по C^{14}, в 12150±390 лет назад (см. сообщение Л. Р. Серебрянного, А. Л. Девирца и Н. Г. Марковой в «Бюллетене Комиссии по изучению четвертичного периода», № 27).

риваться как переломный момент в жизни североевропейского ледникового щита. Вся дальнейшая история щита складывалась в своеобразных условиях: без сколько-нибудь значительных осцилляций края, с интенсивным отколом глыб мертвого льда. В процессе деградации имело место дифференцированное уменьшение мощности льда, причем огромную роль оказывал характер подстилающей поверхности.

Новые данные, полученные в Швеции (Holdar, 1957; Wallen, 1957; Nilsson, 1959, и др.), свидетельствуют о несостоятельности прежних представлений о таянии последних остатков ледникового щита на плато Норланд, к востоку от Скандинавского нагорья (последнее, таким образом, будто бы раньше освобождалось от льдов). Шведские исследователи показали, что массы льда постепенно отступали в область Скандинавского нагорья с юга и юго-востока. Угасание оледенения происходило в горных районах, поблизости от современного главного водораздела, где формировались ледники плоских вершин. Кроме того, в отдельных массивах развивались долинные и каровые ледники. Движение этих ледников определялось особенностями рельефа. В крупных котловинах, например, в районе оз. Турне-треск (Holdar, 1957) вследствие отрыва от областей питания скоплялись большие глыбы мертвого льда, таянье которых, вероятно, предшествовало деградации каровых ледников.

Ледники Скандинавского нагорья окончательно растаяли во время климатического оптимума голоцена (Альманн, 1961). Следовательно, современные ледники Скандинавии не являются реликтами ледниковой эпохи: они возникли во время «малой ледниковой эпохи».

Приведенный выше хронологический обзор последнего оледенения Северной Европы ясно показывает, что благодаря применению радиоуглеродного метода удалось дополнить и углубить прежние представления.

Однако сделаны лишь самые первые шаги, и последующие исследования, несомненно, восполнят нынешние данные. В ближайшее время наиболее актуальное значение приобретет определение абсолютного возраста органогенных материалов, которые встречаются в межморенных и моренных толщах, относимых к последнему оледенению. Возможно более полный отбор таких материалов и определение их абсолютного возраста по радиоуглероду, несомненно, позволят сделать важные открытия в области палеогеографии и стратиграфии позднечетвертичного времени [1].

---

[1] После проведения Совещания по краевым формам ледникового рельефа и подготовки настоящего сообщения была опубликована статья И. Е. Старика и Х. А. Арсланова (1961), в которой был приведен список радиоуглеродных датировок образцов из верхнечетвертичных отложений Русской равнины. На основании этих датировок авторами статьи были сделаны весьма ответственные заключения о хронологии последней ледниковой эпохи. В частности, была поддержана спорная, но тем не менее получившая распространение среди исследователей (А. И. Москвитин, В. П. Гричук) концепция о существовании более молодого межледниковья, чем микулинское. Эта точка зрения не является пока достаточно обоснованной, и в настоящее время нет оснований допускать наличие двух самостоятельных оледенений в верхнем плейстоцене. Однако, как отмечалось выше, не исключено, что последнее оледенение на севере Европы подразделялось на ряд стадий, разделявшихся, в свою очередь, межстадиальными интервалами. Предстоящее в ближайшем будущем исследование стадий и межстадиалов последнего оледенения и последующая корреляция абсолютных хронологических шкал верхнечетвертичного времени, созданных в разных частях земного шара, позволят по-новому подойти к решению актуальных проблем изменений климата, синхронности и метахронности ледниковых явлений и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

Альманн Х. В. Деградация оледенения в Северной Швеции.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1961.

Гричук В. П. Предварительные данные изучения отложений молодого верхнеплейстоценового межледниковья на р. Балазне.— Докл. АН СССР, т. 137, № 2, 1961.

Гуделис В. К. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы.— Науч. сообщ. Ин-та геол. и географии АН Литовской ССР, т. 4, 1957.

Гуделис В. К. К вопросу о проведении стратиграфической границы между плейстоценом и голоценом на территории последнего оледенения.— В сб.: «Хронология и климаты четвертичного периода» (Международный геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов). М., 1960.

Лисицын Г. Н. К вопросу об аллерёде Прибалтики и о возрасте стоянки Кунда.— Советская археология, № 3, 1956.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957.

Старик И. Е., Арсланов Х. А. Возраст по радиоуглероду некоторых образцов четвертичного периода.— Докл. АН СССР, т. 138, № 1, 1961.

Andersen S. T. Vegetation and its enviroment in Denmark in the Early Weichselian Glacial.— Danmarks Geologiske Undersøgelse, 2 raekke, N 75. København, 1961.

Andersen S. T., Vries H. de, Zagwijn W. H. Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands.— Geologie en Mijnbouw, N. S., 1960, Jg. 39, H. 2.

Dreimanis A. Pre-Classical Wisconsin in the eastern portion of the Great Lakes Region, North America.— В сб.: Chronology and climatology of the Quaternary. (International Geological Congress. Report of the 21st Session, Norden, 1960. Pt. 4. Proceedings of Section 4). Copenhagen, 1960.

Emiliani C., Geiss J. On glaciations and their causes.— Geologische Rundschau, 1957, Bd. 46, H. 2.

Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C. Atlantic deepsea sediment cores.— Bulletin of the Geological Society of America, 1961, vol. 72, N 2.

Flint R. F. Suggested American-European correlations within the Fourth Glacial sequence.— Actes du IV Congres International du Quaternaire. Rome — Pise, aout — septembre 1953. vol. 1.

German R. Die Bedeutung der C^{14}-Metode für die Eiszeitforchung.— Umschau, 1959, Jg. 59, H. 8.

Gross H. Die bisherigen Ergebnisse von C^{14}-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jüngpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1958, Bd. 9.

Gudelis V., Kabailienė M. Allerodinis ir priešalerodinis laikotarpiai Lietuvoje Nepaičio pelkės palinologinių tyrimų š wiesoie. Lietuvos TSR Mokslų Akademija, Geologijos ir Geografijos Institutas, Moksliniai Pranešimai, 1958, t. 6.

Holdar G.-G. Deglaciationsförloppet i Torneträskområdet efter senaste nedisningsperioden...— Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 1957, Bd. 79, H. 3.

Nilsson T. Aktuella utvecklingslinier inom svensk allmän kvartärgeologi.— Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 1959, Bd. 81, H. 1.

Schütrumpf R. Das Spätglazial. Eiszeitalter und Gegenwart, 1955, Bd. 6.

Vries H. de. Radiocarbon dates for Upper Eem and Würm-interstadial samples.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1958, Bd. 9.

Wallen C. C. Inlandsisens ablationsförhållanden under avsmältningsskedet i de nordvästra fjälltrakterna.— Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 1957. Bd. 79, H. 3.

Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Bd. 2, Stuttgart, 1958.

Э. Э. РЯХНИ
Геологический институт АН Эстонской ССР

ЭКСКУРСИЯ В РАЙОН КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

Целью экскурсии, организованной для участников Совещания, состоявшегося в Эстонии в июне 1961 г., было ознакомиться с некоторыми более четкими ледниковыми и водно-ледниковыми формами рельефа — с озами и маргинальными краевыми образованиями Северной Эстонии.

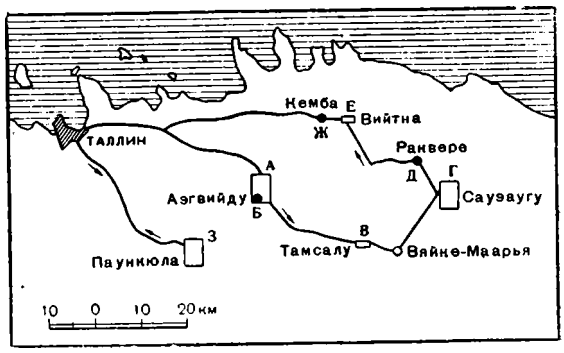


Рис. 1. Маршрут экскурсии в район Северо-Эстонских краевых образований.

Буквами обозначены районы, посещенные экскурсией. *А* — краевые образования Аэгвийду — Паукъярв (см. рис. 2); *Б* — озы Нелиярве (см. рис. 3); *В* — конечная морена Гамсалу; *Г* — холмистый рельеф Сауэаугу-Пылула — Раквере (см. рис. 5); *Д* — оз. Раквере; *Е* — радиальные камы Уно-Вийтна; *Ж* — краевые образования Кырве — Ярве — Кемба — Ванасилла; *3* — озы Саарнакырве — Паункюла, Нахкметса — Воозе и связанные с ними краевые образования

В первый день экскурсия посетила среднюю и северную части Пандивереской возвышенности (рис. 1, пункты *А, Б, В, Г, Д, Е, Ж*), на следующий день — окрестности Паункюла (рис. 1, п. 3) В последующем дается описание тех пунктов, в которых побывала экскурсия.

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ АЭГВИЙДУ-ПАУЪКЯРВ

Первая остановка после выезда из Таллина была сделана в районе краевых образований Аэгвийду-Паукъярв (рис. 1, п. *А*, рис. 2), расположенных на северо-западном склоне Пандивереской возвышенности. Эти краевые образования наиболее четко вырисовываются в рельефе Северной Эстонии и выделяются своей протяженностью, а также величиной и разнообразием форм рельефа. Начинаются они в окрестностях Аэгвийду и простираются в северном направлении на протяжении 14 *км*. Ширина краевого комплекса достигает 5 *км*. Относительные высоты

отдельных форм рельефа колеблются от нескольких до двух десятков метров. Краевой комплекс состоит из двух дуг. Более древняя дуга, представленная плато, грядами и другими формами, начинается у Энни и оканчивается в окрестностях оз. Паукъярв (рис. 3), более молодая дуга расположена на 2—3 *км* к западу от первой, она начинается в виде более или менее пологих гряд, которые прослеживаются до Койтъярве.

Краевые образования Аэгвийду-Паукъярв состоят в основном из водноледниковых отложений. В грядовых формах рельефа преобладают гравий и галечник с валунами; плато сложены в основном песками. Как по морфологии, так и по составу описываемые краевые образования можно считать маргинальными озами.

Судя по характеру наслоения, маргинальные озы возникли раньше, чем другие формы рельефа этой дуги. Это не относится к всем крупным плато, так, плато Энни в пределах первой дуги краевых образований необходимо рассматривать как форму, которая создавалась в общем одновременно с дистальными грядами у Леппсилла, Лиллаотса, Коонукырве и др. и немного позже их. Большие размеры плато Энни (длина 1,5 *км*, ширина 0.5 *км*, высота более 17 *м*) показывают, что край ледника во время возникновения плато был, видимо, длительное время стационарным.

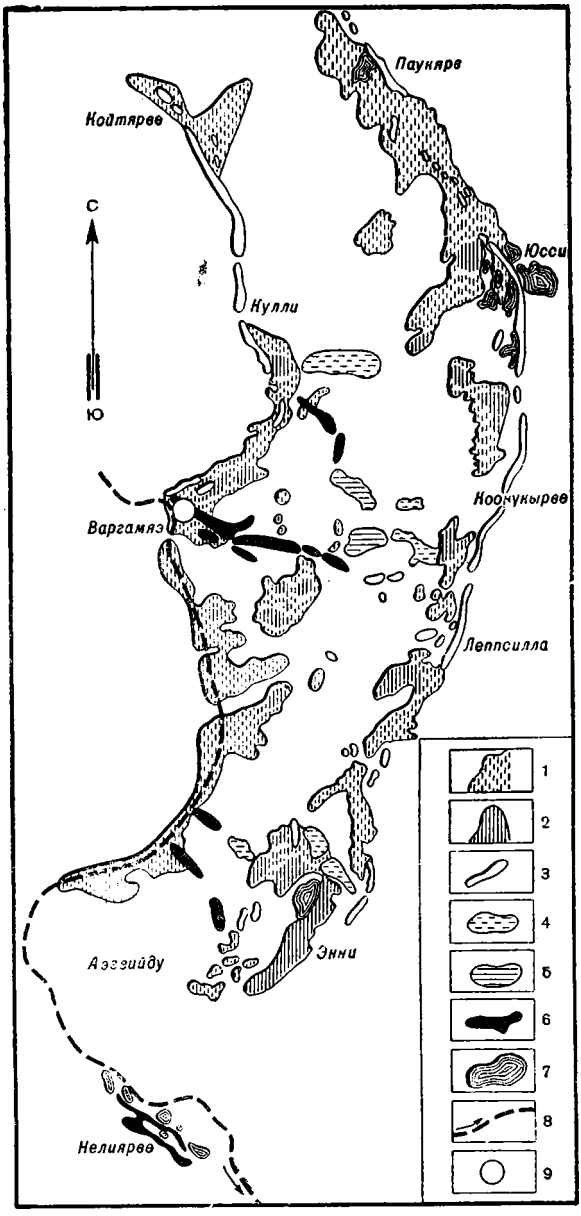


Рис. 2. Краевые образования Аэгвийду—Паукъярв

1 — маргинальные формы рельефа; *2* — более значительные маргинальные плато; *3* — маргинальные озы; *4* — радиальные формы рельефа; *5* — радиальные плато; *6* — радиальные озы; *7* — озера; *8* — маршрут экскурсии; *9* — пункт наблюдений

Во время образования более древней дуги, расположенной севернее Энни, в динамике края ледника и в деятельности талых ледниковых вод можно выделить два характерных периода. В течение первого периода сформировались маргинальные озы, во второй период — плато. Во вре-

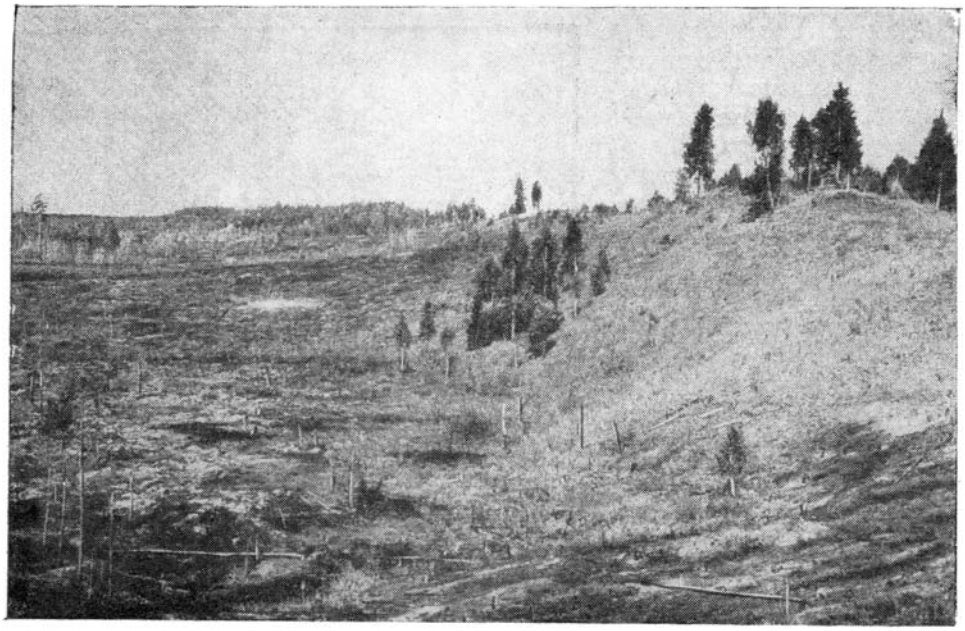


Рис. 3. Маргинальный оз северо-западнее плато Юсси, в районе краевых образований Аэгвийду—Паукъярв

мя образования озов было сравнительно мало талых вод, и материал, вытаивавший изо льда, накапливался на узкой полосе перед краем ледника. При этом не происходило значительного перемыва и сортировки материала.

Можно полагать, что в некоторых случаях (нарушенные текстуры наслоения у Коонукырве) край ледника проявлял незначительную подвижность и создавал явления напора.

После образования названных выше гряд изменяется, вероятно, динамика ледника. В связи с потеплением климата возникли массы мертвого льда, расчлененные многочисленными трещинами. Более крупные из них находились в окрестностях озер Тагавялья и Юсси. В расширенных трещинах началось накопление материала и образование плато и платообразных форм рельефа. Последующее таяние мертвого льда привело к возникновению на поверхности плато более или менее крупных ложбин. На местах же нахождения крупных масс мертвого льда возникали глубокие и крутосклонные впадины, занятые теперь озерами.

После появления зоны плато более древней дуги краевых образований, ледник отступал сравнительно быстро в западном направлении и остановился на линии Аэгвийду-Койтъярве. Уже во время возникновения вышеназванных плато в ледниковом языке появились радиальные трещины, и заполняющий их материал после таяния льда создал радиально расположенные ряды куполов, холмов и гряд разной величины с различными наклонами склонов, сложенных гравием и песком. Из последних наиболее крупными и хорошо выраженными являются озы Варгамяэ; длина их более 2,5 *км*. Участники экскурсии ознакомились с проксимальной частью проксимального оза этой цепи озов (см. рис. 2). Здесь оз имеет узкий выпуклый гребень, крутые склоны и относительную высоту около 20 *м*.

Краевые образования более молодой дуги, особенно в ее северной части (Кулли-Койтъярве), сформировались примерно при таком же ре-

жиме ледника, как и гряды дистальной зоны более древней дуги краевых образований. Ледник был в то время сравнительно активным, а деятельность талых вод — слабой, вследствие чего вытаивавший материал накапливался непосредственно перед краем ледника в виде рельефных гряд.

ОЗЫ НЕЛИЯРВЕ

Озы Нелиярве наиболее отчетливо выражены в системе озов Нейтла — Аэгвийду, которые начинаются в 26 *км* к югу от Аэгвийду.

Озы Нелиярве представлены двумя параллельными цепочками. Юго-западная из них имеет длину 1100 *м*, северо-восточная — 1400 *м*. В проксимальной части последней обе цепочки озов соединены между собою озом северо-восточного направления. Так как и дистальные концы их связаны между собою камообразными формами, то между озовыми цепочками находится глубокая дугообразная впадина, в центральной части которой лежит зарастающее оз. Ахвена. Крупные озера Нелиярве — Пургатси, Урбуксе, Вахеярв, Никерярв — расположены цепочкой к северо-востоку от северо-восточной системы озов (рис. 4).

Участники экскурсии имели возможность ознакомиться с озом, расположенным между озерами Пургатси и Урбуксе, который называется горой Нелиярве (в переводе «гора четырех озер»), с вершины ее видны четыре озера: Пургатси, Урбуксе, Сизалику и Ахвена. Оз имеет ровный гребень и сравнительно крутые склоны; высота его около 20 *м*. И другие озы этой системы имеют здесь примерно такую же высоту, симметричные прямые, крутые (около 30°) склоны, ровные, реже острые или выпуклые гребни.

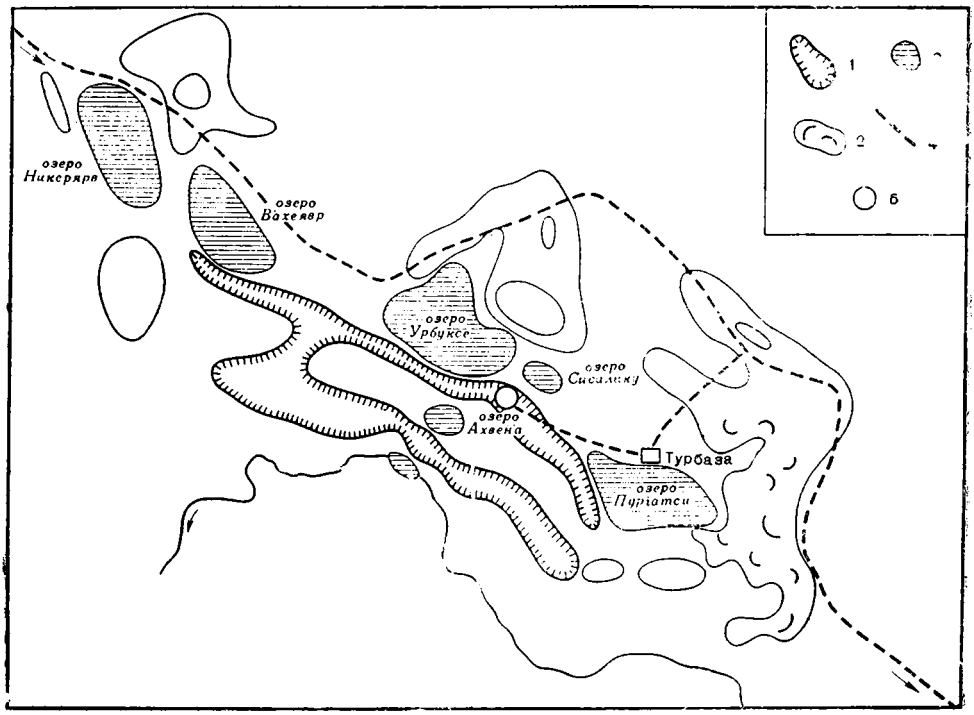


Рис. 4. Озы Нелиярве

1 — озы; *2* — камы; *3* — озера; *4* — маршрут экскурсии; *5* — пункт наблюдений

Озы Нелиярве расположены в ложбине коренных пород. Восточнее озов распространяется холмистый рельеф краевых образований, к западу от них — в основном равнины приледникового озера с камовым рельефом. Все это указывает на то, что озы Нелиярве возникли на стыке двух ледниковых языков, отличающихся друг от друга режимом отступания. Под влиянием древнего рельефа коренных пород в районе стыка этих ледниковых языков образовались трещины, в которых в последствии отлагался приносимый талыми водами грубый материал. Большинство трещин открывались в приледниковые озера, о чем свидетельствуют ровные гребни озов и горизонтальная слоистость слагающих их песков.

КОНЕЧНАЯ МОРЕНА ТАМСАЛУ

Маршрут экскурсии следовал в юго-восточном направлении, в Тамсалу — центральную часть Пандивереской возвышенности (рис. 1, *В*). По пути следования можно было познакомиться с волнистым моренным рельефом. Не доезжая Тамсалу, экскурсия пересекла озовую граду Кааревере-Тапа.

Из окрестностей Тамсалу лед последнего оледенения отступал медленно. Здесь можно проследить пять зон различных краевых образований, самые молодые из которых являются наиболее рельефными, например конечная морена Тамсалу, нагроможденная на бровку уступа коренных пород. Образование этой морены можно представить в следующем виде. Названный уступ древнего рельефа, препятствовавший продвижению ледника, был частично разрушен и деформирован им, что можно хорошо проследить в старой каменоломне. Ледник остановился на некоторое время у уступа, откладывая на бровку последнего гравий, песок, валуны и морену. В разрезе, с которым ознакомились участники экскурсии, обнажается только морена. На расстоянии нескольких сот метров к северу конечная морена представлена высоким валом, сложенным водно-ледниковыми гравием и песком.

Из Тамсалу экскурсия направилась в Вяйке — Маарья, в центр Пандивереской возвышенности. Рельеф здесь равнинный, покровным слоем служит морена. Но чем дальше к северо-востоку, тем неспокойнее становится рельеф и, наконец, в краевой части возвышенности переходит в холмистый рельеф Сауэаугу — Пылула — Раквере.

ХОЛМИСТЫЙ РЕЛЬЕФ САУЭАУГУ — ПЫЛУЛА — РАКВЕРЕ

Названный холмистый рельеф расположен к юго-востоку от р. Раквере и прослеживается до древней долины Кунда. Здесь распространены пологие гряды, купола и холмы. Относительные их высоты колеблются от нескольких до 10 *м* и более, редко превышая 20 *м*. Сложены они гравием и мореной, реже песком. Рельеф образовался в условиях постепенного отступания ледника с несколькими остановками и осцилляторными подвижками края ледника.

Участники экскурсии имели возможность познакомиться с холмисто-волнистым рельефом окраин краевых образований и с соответствующими отложениями. В пологой гряде (рис. 5, *1*) обнажаются отложения гравия и морены, наслоение которых частично нарушено. Учитывая общий характер развития рельефа в данном районе, можно полагать, что здесь имеется конечная морена, но она не широко распространена, так как в условиях, существовавших при таянии ледника, вытаивавший материал перемывался и сортировался, и соответственно этому краевые образования следует считать в основном маргинальными озами.

Местами холмистый рельеф Сауэаугу — Пылула — Раквере окаймляется озами, которые начинаются в Паасвере, в 28 *км* к юго-востоку от Мыдрику. Из озов Паасвере — Мыдрику участники экскурсии ознакомились с широким платообразным озом Мыдрику (рис. 5, *2*), сложенным не только грубыми озовыми отложениями, но также и мелкозернистыми песком и супесями. Как выяснилось, эти отложения имеют ритмичное наслоение, приблизительно аналогичное наслоению ленточных глин.

Если предположить, что каждый слой отложился в течение года, то можно считать, что накопление этих отложений продолжалось около 300 лет. На первый взгляд, время кажется слишком долгим. Но нельзя забывать, что севернее Мыдрику расположен холмистый рельеф, где отступание ледника происходило очень медленно. Все это говорит об ухудшении климата во время формирования упомянутых краевых образований. Вследствие этого лед в Мыдрику существовал в течение длительного времени, как и трещина во льду, в которой накоплялся озовый материал. Особенно длительное время существовала ледяная стена вокруг вышеназванного платообразного оза и к западу от него, где рельеф в общем более низкий. В сохранившейся трещине образовалось местное приледниковое озеро и на более ранние грубые озовые отложения накапливались мелкозернистые отложения с годичной слоистостью.

Следующая остановка была сделана в Сауэаугу (рис. 5, *3*), где участники

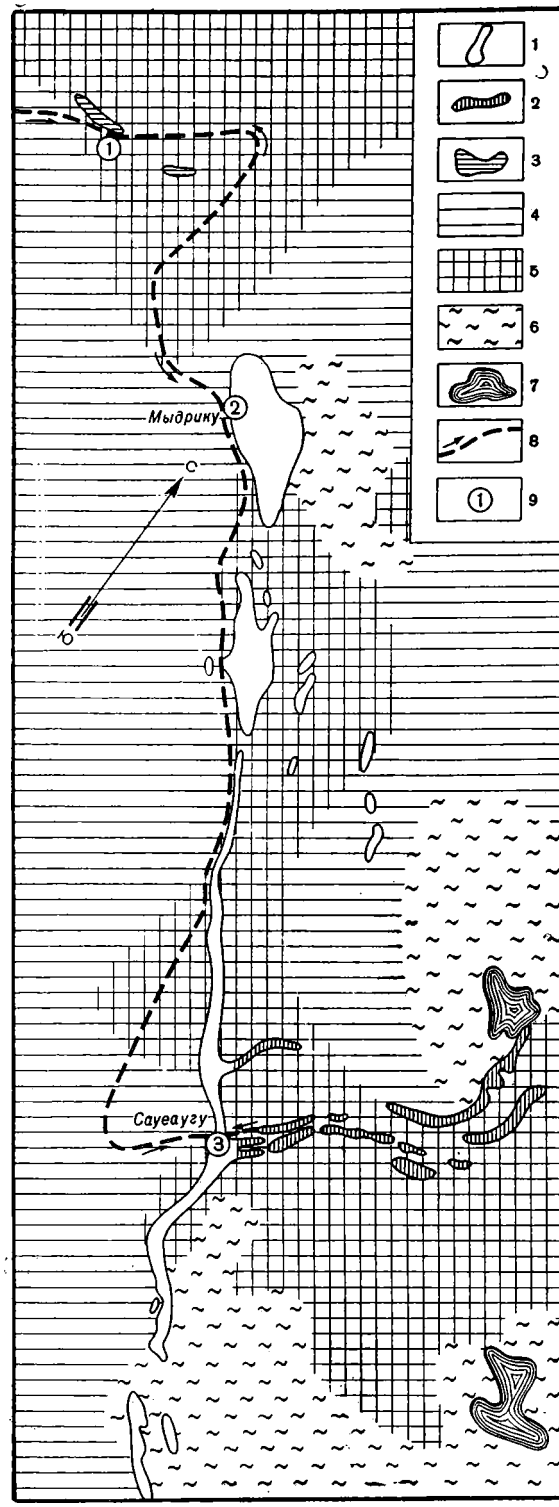


Рис. 5. Холмистый рельеф Сауэаугу — Пылула — Раквере в окрестности Сауэаугу — Мыдрику.
1 — радиальные озы; *2* — маргинальные озы; *3* — конечные морены; *4* — волнистый рельеф; *5* — холмистый рельеф; *6* — болота; *7* — озера; *8* — маршрут экскурсии; *9* — пункт наблюдений

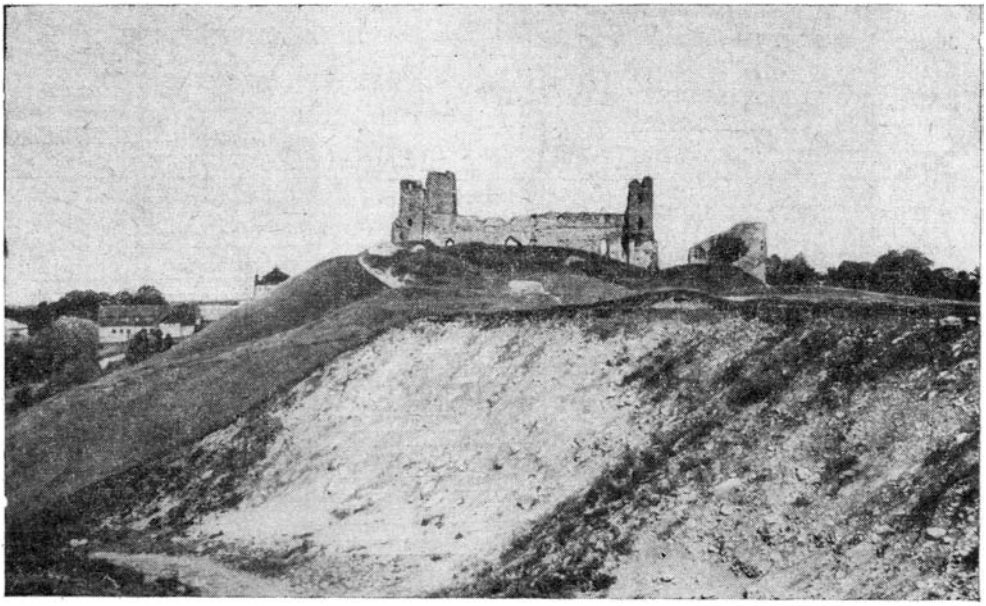


Рис. 6. Проксимальная часть оза Раквере

экскурсии ознакомились с дистальной частью оза, который перекрещивается здесь с маргинальным озом. Как радиальный, так и маргинальный озы узкие, крутосклонные с выпуклым гребнем. В месте перекрещивания озов образовалось небольшое плато, поверхность его в общем ровная, на нем встречаются некоторые зёлли. В северо-восточном направлении от плато прослеживаются две цепи озов.

Маргинальные озы у Сауэаугу представляют собой среднюю полосу маргинальных образований холмистого рельефа Сауэаугу — Пылула — Раквере.

В обнажении на месте перекрещивания озов можно было наблюдать материал и некоторые текстуры его, характерные для озов Северной Эстонии. Можно было видеть, что чем грубее материал, тем менее ясна его слоистость. Местами участие гравия и песка незначительно, и в таком случае комплексы слоев представлены главным образом галечником и плоскими валунами, последние соприкасаются друг с другом своими плоскими сторонами.

ОЗ РАКВЕРЕ

Следующая остановка была в проксимальной части оза Раквере, в районе развалин средневекового замка, расположенного западнее г. Раквере (рис. 1, *Д* и 6).

Это один из прекраснейших платообразных озов Северной Эстонии. Длина его 2 *км*, ширина в дистальной части — более 300 *м*, высота в проксимальной, более высокой части оза — более 25 *м*.

В проксимальной части оз сравнительно узкий и сложен грубым гравием и галечником, в которых нередко встречаются известковые глыбы местных пород, диаметром более одного метра. Дистальная часть оза с ровным гребнем, имеющим слабый (2—3°) наклон к югу, состоит из хорошо отсортированных и перемытых гравия и песка. Морфология и состав оза Раквере позволяют считать его кометовым озом. Образование

последнего, вероятно, можно объяснить, исходя из теории Де Геера. При этом необходимо иметь в виду, что талые воды текли в открытых трещинах, а не в ингляциальных каналах под гидростатическим напором, как это полагал Де Геер.

РАДИАЛЬНЫЕ КАМЫ УКО — ВИЙТНА

Радиальные камы Уко — Вийтна (рис. 1, *Е*), расположенные северо-восточнее Раквере, на северном склоне Пандивереской возвышенности, являются наиболее классическими радиальными камами Северной Эстонии. Длина камового рельефа с севера на юг более 5 *км* и ширина — около 1 *км*. Относительная высота камов колеблется от нескольких до 20 *м*. Камовый рельеф пересекают проксимальные озы озовой цепи Охепалу — Вийтна. Древняя долина Лообу разделяет камовый

Рис. 7. Поперечный профиль (немного превышен) центральной части радиальных камов Вийтна.

1 — грубый гравий и галечник с валунами; *2* — мелкий гравий и песок

рельеф Уко — Вийтна на два самостоятельных комплекса: на южный камовый рельеф Уко и на северный камовый рельеф Вийтна (проксимальная часть последнего заканчивается у шоссе Таллин — Ленинград, около Вийтна).

Центральными формами камового рельефа являются радиальные озы, наряду с которыми представлены пологие гряды, купола, плато и др. Последние часто отделяются от озов глубокими замкнутыми ложбинами и группами их, в которых расположены озера.

Участники экскурсии имели возможность ознакомиться с проксимальной частью этого камового рельефа у северного берега оз. Вийтна — Сууръярв. На рис. 7 приведен схематический поперечный профиль камового рельефа, проходящий через острова немного южнее северного берега озера.

Судя по характеру наслоения отложений камов Вийтна, здесь в первую очередь появились озы. Затем последовало образование крупных плато, а в дальнейшем — других форм камового рельефа. Отложения озов в основном карбонатные и грубозернистые; в камах преобладает материал кристаллических пород в виде кварцевого песка. Это показывает, что при заполнении озовых трещин талые воды ледника размывали основную морену, богатую местными карбонатными породами. Во второй фазе развития камового рельефа, когда в динамике ледника преобладала абляция, талые воды, текущие с поверхности ледника, перемывали материал внутренней морены, состоящий в основном из кристаллических пород, и отлагали его перед краем ледника в виде разных камовых форм.

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КЫРВЕ — ЯРВЕ — КЕМБА — ВАНАСИЛЛА

Следующая остановка экскурсии была в Кемба, в 20 *км* к западу от Вийтна (рис. 1, *Ж*). Здесь на краю северо-западного склона Пандивереской возвышенности ледником, отступающим на северо-запад, а также талыми водами ледника отложены хорошо прослеживающиеся краевые образования Кырве — Ярве — Кемба — Ванасилла. Главными формами являются пологие гряды и гряды (маргинальные озы), гравийно-песчаные поля (зандры) и водно-ледниковые дельты.

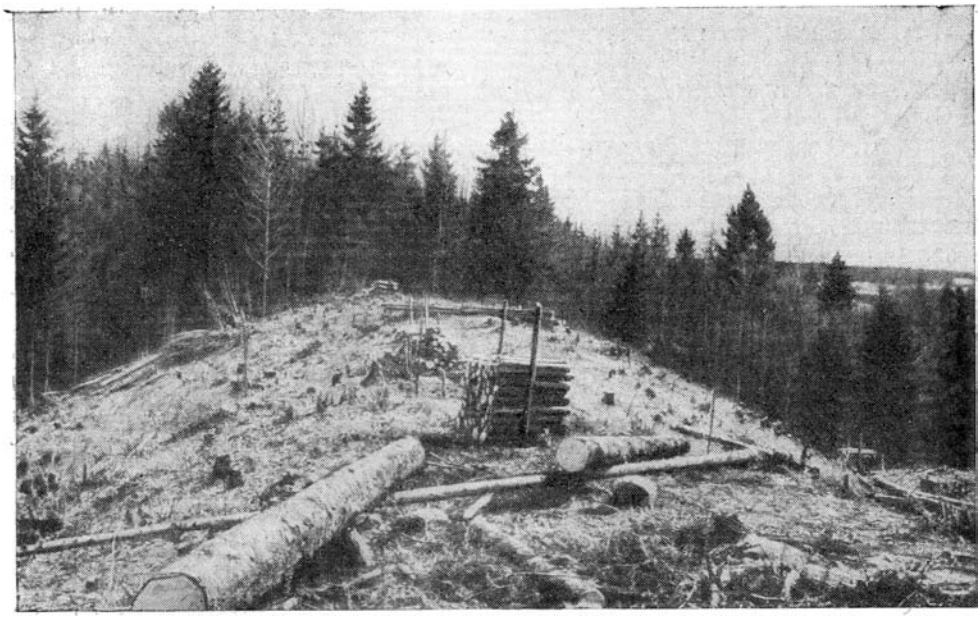


Рис. 8. Оз Тээдемяэ в озовой цепи Пярнамяэ—Паункюла

Участники экскурсии ознакомились с дельтой Кемба, проксимальный склон которой хорошо прослеживается в виде уступа. Относительная высота дельты около 15 *м*. К. Пярна считает, что эта дельта обозначает более низкий уровень местного приледникового озера, которое существовало здесь между распадающимся краем ледника и Пандивереской возвышенностью.

ОЗЫ СААРНАКЫРВЕ — ПАУНКЮЛА И НАХКМЕТСА — ВООЗЕ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Второй день экскурсия посвятила осмотру озов Саарнакырве — Паункюла и Нахкметса — Воозе и связанным с ними краевым образованиям, расположенным юго-восточнее Таллина (рис. 1, *3* и рис. 9).

Озовая цепь Саарнакырве — Паункюла, длиною около 30 *км*, состоит из целого ряда озов разнообразной формы и величины. Озы, расположенные южнее камового рельефа Пярнамяэ и известные под названием гор Саарнакырве, в большинстве своем представлены низкими (относительная высота несколько метров) грядами с пологими склонами. Между Пярнамяэ и Паункюла озы этой цепи — горы Паункюла — значительно выше (относительная высота 10—20 *м*). Склоны озов крутые (более 30°), гребни острые или выпуклые (рис. 8). Реже встречаются озы с ровной вершиной и с вогнутыми склонами. К озам часто приурочиваются глубокие (более 10 *м*) замкнутые впадины, в которых находятся озера — Тудре, Кировере и др.

Озы Саарнакырве — Паункюла сложены, как и все северо-эстонские озы, в основном гравием и галечником известняковых пород с многочисленными валунами. Как правило, материал карбонатных пород поступал сюда с севера, где имеются выходы соответствующих ордовикских пород. Более часто в составе рассматриваемых озов встречаются гальки известняковых пород набалаского, раквереского, кейлаского горизонтов. Встречающиеся здесь валуны кристаллических пород принесены из Финляндии. Необходимо отметить, что в озе Тедре-

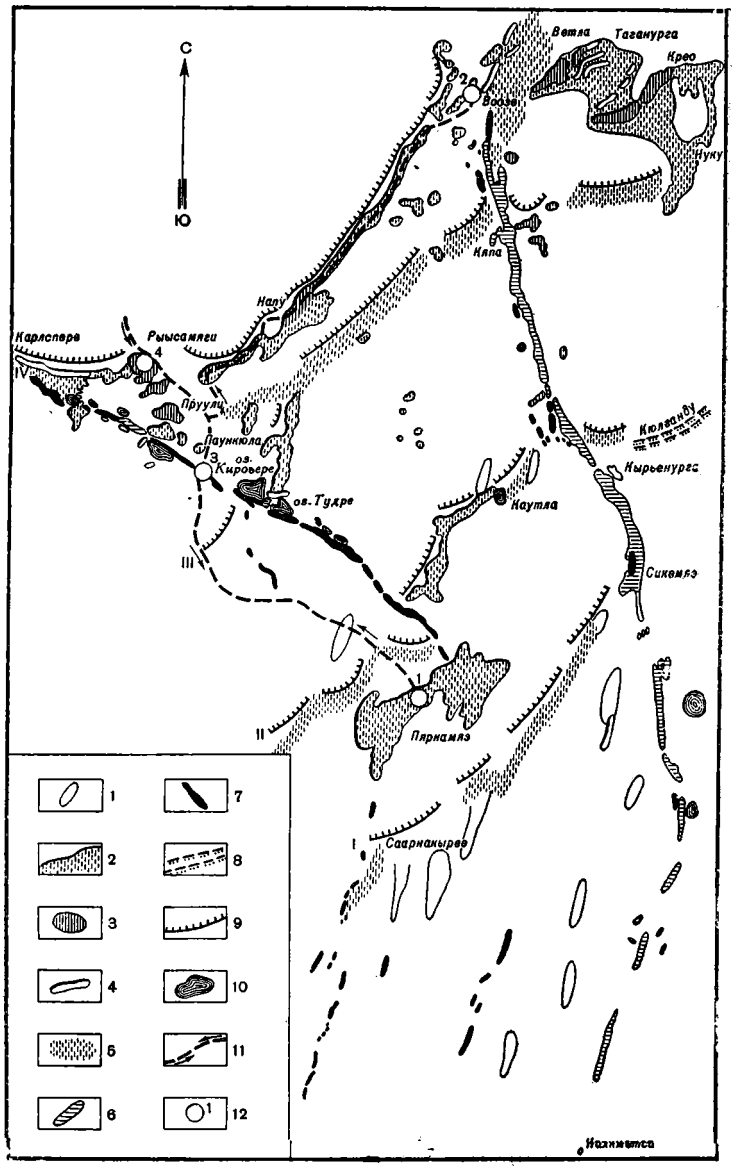


Рис. 9. Озы Саарнакырве — Паункюла и Нахкметса — Воозле и связанные с ними краевые образования

1 — друмлины; *2* — наиболее крупные маргинальные формы рельефа; *3* — маргинальные плато; *4* — маргинальные озы; *5* — менее отчетливые и маргинальные формы рельефа; *6* — радиальные и платообразные озы; *7* — узкие радиальные озы; *8* — дюны; *9* — край ледника во время отступления с окрестностей Саарнакырве-Паункюла и Нахкметса-Воозе; *10* — озера, *11* — маршрут экскурсии; *12* — пункт наблюдений

мяэ найдены единичные гальки пентамерового известняка тамсалуского горизонта, выход которого находится на расстоянии около 2 *км* к югу от местонахождения этих галек.

Слоистость отложений озов Саарнакырве — Паункюла разная. В общем в платообразных озах преобладают горизонтально-слоистые комплексы слоев. В узких озах часто наблюдается косая и диагональная слоистость с падением слоев в направлении склонов и дистального

Рис. 10. Характер слоистости оза Тээдемяэ

конца оза. Базальные и средние части озов Паункюла нередко состоят из более мелкозернистого материала, чем склоновые части, как это могли заключить участники экскурсии в карьере оза Тээдемяэ (рис. 9 п. *3* и рис. 10).

Озовая цепь Нахкметса — Воозе (длина около 25 *км*) состоит в основном из платообразных озов с ровными гребнями, высотой от 5 до 15 *м*. Ширина гребней колеблется от 10 до 50 *м*, в отдельных случаях превышает 100 *м*. На ровных гребнях встречаются замкнутые впадины разной величины и различной формы. Вещественный состав отложений, слагающих оз Нахкметса — Воозе, такой же, как и озов Сарнакырве — Паункюла.

Маргинальные камы Пярнамяэ представляют собой группу гряд и холмов северо-восточного простирания, перемежающихся с замкнутыми ложбинами и впадинами. Длина этого камового рельефа — около 7 *км*, ширина — 2 *км*. Более высокие формы рельефа — гряды, сосредоточены в юго-восточной краевой части камового поля, где они поднимаются над болотными или песчаными равнинами на 30 *м*. В центральной части камового поля прослеживается юго-восточная ориентировка гряд и цепей холмов. Преобладающими отложениями в этом камовом поле являются гравий и галечники известковых пород с валунами, покрытыми кварцевыми песками, мощностью 1—5 *м*. В пределах камового поля, в частности, в периферийных частях его, встречаются гряды и холмы, целиком сложенные песчаным материалом.

Участники экскурсии имели возможность ознакомиться с отложениями камового поля в карьере, расположенном в центральной части его (см. рис. 9, *1*). Как выяснилось, отложения здесь имеют часто неясную и нарушенную слоистость (рис. 11). Между вымытым и сортированным материалом встречаются слои и линзы морены, мощность которых достигает местами несколько метров. Текстуры отложений обычно не совпадают с контурами форм рельефа. Местами поверхность гравия и галечников эродирована и покрыта горизонтальнослоистыми песками.

Рис. 11. Грубозернистые отложения в центральной части маргинальных камов Пярнамяэ

Маргинальные камы Таганурга расположены северо-восточнее озов Воозе. Они представлены разными грядами, холмами, платообразными формами рельефа. Длина камового поля с запада на восток — более 3 *км*, ширина — 1,5 *км*. Наиболее контрастные гряды ориентированы в северо-восточном или восточном направлении. Примерно так же ориентированы более крупные плато Таганурга, Крео и др. Высота этих плато колеблется от 10 до 15 *м*, поверхности ровные и имеют слабый (2—3°) наклон в юго-восточном направлении. Местами на склонах плато прослеживаются террасы (Таганурга). Камовое поле Таганурга состоит в основном из гравия карбонатных пород. Часто гравий покрыт кварцевыми песками. На камах нередко встречаются кристаллические валуны. В более мелких формах рельефа наблюдается разнообразная и быстро меняющаяся слоистость отложений. Для более крупных форм рельефа характерны комплексы слоев с горизонтальной и диагональной слоистостью.

Комплекс краевых образований Паункюла — Воозе в рассматриваемом районе самый крупный — длина его достигает 12 *км*. Наиболее крупные и хорошо выраженные формы рельефа встречаются в окрестностях Паункюла в виде плато. Так, плато Рыызамяги, на котором участники экскурсии провели заключительное заседание совещания, имеет овальный контур и сравнительно крутые склоны. В юго-восточном направлении располагается плато Вяйке — Рыызамяги, отделенное от предыдущего глубоким озером Рыыза. Менее четко вырисовывается плато Пруули. Высота названных плато достигает 15 *м*, сложены они гравием и песком. Кроме озера Рыыза, имеются два озера на южном подножии плато Вяйке — Рыыза и два озера северо-западнее плато Пруули.

Между Паункюла и Воозе распространены небольшие пологие гряды, местами имеющие платообразную форму (Напу) и сложенные гравийно-песчаным материалом.

В окрестностях Воозе краевые образования представлены двумя параллельными цепями. В восточной цепи наиболее рельефными

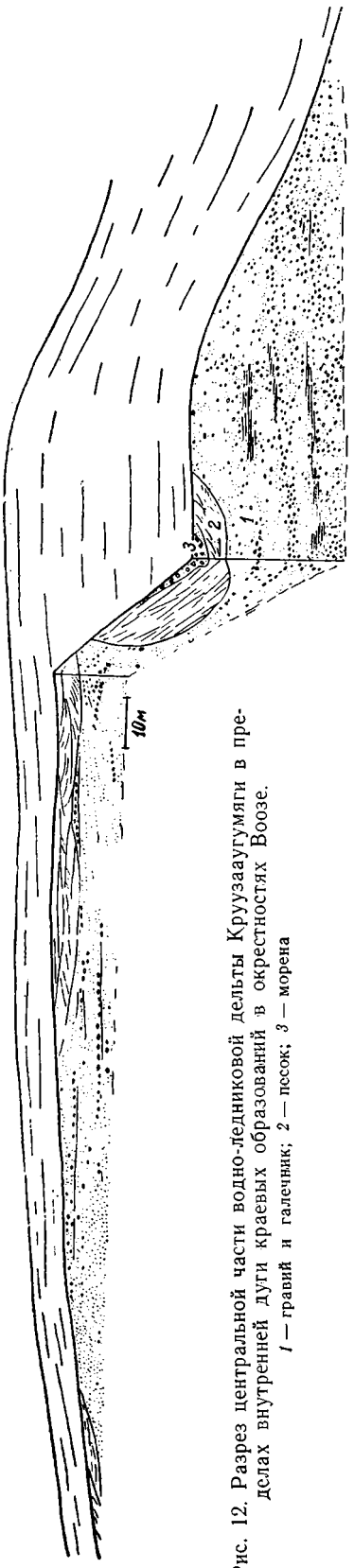


Рис. 12. Разрез центральной части водно-ледниковой дельты Круузааугумяги в пределах внутренней дуги краевых образований в окрестностях Воозе.
1 — гравий и галечник; *2* — песок; *3* — морена

формами, высота которых достигает 10—20 *м*, являются Бяйкемяги, Круузаагумяги и Мяярамяги, в западном направлении — Линнамяги и Кыргемяги, относительная высота которых около 30 *м*. Сложены эти краевые образования гравием, реже песком.

Участники экскурсии имели возможность ознакомиться с Круузааугумяги (см. рис. *9*, *2*), которая по форме и составу слагающих пород представляет дельту (рис. 12), сложенную в основном гравийным материалом. В проксимальной части дельты гравий местами плохо отсортирован, почти не имеет слоистости и содержит отдельные линзы грубого песка. На поверхности дельты и в ее дистальной части встречается диагонально-слоистый песок, местами заполняющий и эрозионные рытвины.

В дальнейшем целесообразно коротко остановиться на условиях образования рассмотренных выше озов и краевых форм.

Направление друмлинов и озов на рассматриваемой территории указывает на существование здесь во время образования гляциальных форм рельефа и отложений двух ледниковых потоков. Более ранний поток, который выработал друмлины, расположенные восточнее линии камового поля Пярнамяги и имеющие такое же направление, как и друмлины Тюри и Ярва — Мадизе, продвигался с севера. Другой поток льда, образовавшийся немного позднее, выработал друмлин Трийги и друмлины Раазику.

На рассматриваемой территории северо-западный поток льда в окрестностях Пярнамяэ круто отклонился под влиянием северного потока к югу. На местах соприкосновения ледниковых потоков разных направлений образовались системы трещин. На образование последних определенное влияние оказал также рельеф коренных пород (например, на месте озов Паункюла в древнем рельефе находилась ложбина).

Характер систем трещин был двояким. На линии Нахкметса — Воозе трещины вследствие незначительной активности льда были широкими и открывались в приледниковые озера. Этим объясняется, что здесь озы широкие, с ровными вершинами, состоят из горизонтальных слоев. Между Саарнакырве — Паункюла, в частности, между Пярнамяэ и Пунамяги трещины были узкими и это обусловило образование узких озов.

Отступание материкового льда с рассматриваемой территории связано с форми-

рованием здесь четырех серий краевых образований (см. рис. 9). Первое более древнее положение края ледника отмечается серией краевых образований на линии Саарнакырве — Сикемяэ. Так как эти краевые образования геоморфологически слабо выражены, то можно полагать, что край ледника, вероятно, имел здесь неопределенный характер, и остановка ледника на этой линии была кратковременной.

Следующее положение края ледника фиксируется на линии Пярнамяеэ — Кырвенурга; в это время возникло камовое поле Пярнамяэ, на его образование особое влияние оказал гористый древний рельеф под камовым полем. Хотя ледник был временами весьма активным, он не мог преодолеть препятствие в виде этого возвышения древнего рельефа, так как одновременно с активацией ледника происходила и интенсивная абляция льда. Итак, край ледника остановился на длительное время у вызвышения древнего рельефа. Под влиянием активности края ледника в дистальной части камового поля образовались конечноморенные формы рельефа и отложения. Позже, когда динамика ледника затихла и усилилась деятельность абляционных вод, на гравийные отложения с прослоями морены в проксимальной части камового поля начали накапливаться пески и камовые формы рельефа.

Третье положение края ледника прослеживается на линии Кировере — Кяпа — Нуку. Небольшие размеры краевых образований и их прерывистое распространение говорят о том, что ледник, в частности, между Кировере и Кяпа содержал мало моренного материала. Но в районе расположения ледникового языка восточнее озов Воозе положение было иным. Здесь северо-западнее Нуку происходило интенсивное накопление отложений и возникли крупные дельтовые плато (Таганурга, Крео, Ветла и др.), которые вместе с другими формами рельефа образуют маргинальное камовое поле Таганурга. Расположение плато и гряд показывает, что отступание ледника должно было происходить во время ритмичного образования этого камового поля.

Четвертое положение края ледника на линии Карлспере — Напу — Воозе отмечается разными формами рельефа. В Паункюла, как мы видели, распространены плато, в Напу — гряды и пологие гряды, в Воозе — гряды и плато. Расположение форм рельефа в краевой полосе Карлспере — Напу — Воозе указывает на то, что и здесь с узкой полосы ледник отступал ритмично, оставив три ряда краевых образований. Круузааугумяги, с которой ознакомилась экскурсия, находится в среднем ряду. Одновременно с ней возникло, вероятно, плато Вяйке — Рызамяги в Паункюла.

РЕШЕНИЕ РАБОЧЕГО СОВЕЩАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОЛЕДЕНЕНИЯ

(5—9 июня 1961 г. в г. Таллине)

В г. Таллине с 5 по 9 июня 1961 г. проходило совещание по вопросам изучения краевых образований материкового льда, организованное по предложению Советской секции ИНКВА, секцией и Институтом геологии Академии наук Эстонской ССР. Совещание было созвано с целью обсуждения наиболее актуальных вопросов генезиса, строения, вещественного состава, терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового льда, которые будут рассматриваться на предстоящем, VI Международном конгрессе ИНКВА в Варшаве. Таллинское совещание является первым такого рода совещанием в СССР.

В работе совещания приняло участие около 90 человек, представляющих целый ряд научных учреждений и производственных организаций: Советскую секцию ИНКВА, Комиссию по изучению четвертичного периода при ОГГН АН СССР, Геологический институт АН СССР, Институт географии АН СССР, Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Лабораторию аэрометодов АН СССР, Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, Кольский и Карельский филиалы АН СССР, Научно-исследовательский институт геологии Арктики МГ и ОН СССР, Институт геологии и географии АН Литовской ССР, институты Геологии Академии наук Белорусской, Латвийской и Эстонской ССР, государственные университеты — Московский, Тартуский, Латвийский, Вильнюсский, Киевский, Ленинградский горный институт, Геологическое управление центральных районов МГиОН СССР, Ленинградскую геологическую экспедицию Северо-западного геологического управления МГиОН СССР, Главное управление геологии и охраны недр при СМ Белорусской ССР, управления геологии и охраны недр при Советах Министров Литовской, Латвийской и Эстонской ССР, Гидропроект им. С. Я. Жука, Научно-исследовательский институт земледелия и мелиорации Эстонской ССР, «Эстонпроект», «Эстсельхозпроект», «Эстпромпроект», Научно-исследовательский институт педагогики ЭССР, «Гипрострой», «Гидрострой», Общество естествоиспытателей при АН Эстонской ССР, Эстонское географическое общество, Таллинский музей естественных наук и др.

На совещании было зачитано 19 докладов по классификации и терминологии краевых образований, геолого-геоморфологической характеристике краевых образований материкового оледенения Русской платформы, Западной Сибири и Байкала, а также по некоторым вопросам гляциологии и палеогляциологии Антарктиды. Согласно програм-

ме совещания, были проведены научные экскурсии на наиболее типичные участки развития маргинальных форм рельефа и отложений Северной Эстонии.

Институтом геологии АН ЭССР была организована в зале заседаний фотовыставка, посвященная геологии антропогена Эстонии. Участникам был показан узкопленочный фильм о краевых образованиях Эстонии, заснятый сотрудниками Института геологии АН ЭССР.

Совещание констатирует, что изучению краевых ледниковых образований материкового льда до сих пор уделялось крайне недостаточное внимание как со стороны научных учреждений, так и производственных организаций. Еще отсутствуют подробные и хорошо обоснованные схемы классификации краевых образований, а геолого-геоморфологическая терминология этих образований не во всех случаях является в достаточной мере точной и не всегда отражает сущность форм рельефа и соответствующих отложений. Отсутствуют до сих пор обобщающие работы-монографии по генетическим типам краевых отложений и по морфогенетическим типам (комплексам) рельефа, а также работы, посвященные подробным исследованиям типичных, ключевых, областей распространения краевых ледниковых образований. Как правило, изучение этих образований проводится не комплексно. Все это является тормозом в развитии наших теоретических представлений и тем самым наносит ущерб делу правильного геолого-геоморфологического картирования и поискам полезных ископаемых, приуроченных к краевым ледниковым отложениям.

Данное совещание, как первое совещание по вопросам изучения краевых образований покровного оледенения, достигло своей основной цели. Оно дало возможность не только выявить недостатки и пробелы в научно-исследовательской работе, дать оценку проведенным работам, но одновременно и наметить пути для дальнейшего, целеустремленного, систематического и комплексного изучения краевых ледниковых образований.

В связи с этим совещание считает необходимым:

1. Создать в самое ближайшее время постоянную межведомственную комиссию по изучению краевых ледниковых образований при Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. В задачи данной комиссии должны входить научно-методическое руководство и координация научно-исследовательских работ, связанных с изучением краевых ледниковых образований.

2. Созывать совещания, подобные проведенному, регулярно через 2—3 года. Второе совещание по вопросам изучения краевых ледниковых образований провести в 1963 г. в Литве.

3. Рекомендовать проведение ежегодных научных экскурсий с небольшим количеством участников для согласования вопросов изучения краевых образований на смежных территориях.

4. Считать необходимым опубликование результатов важнейших научно-исследовательских работ, проведенных как академическими центральными и республиканскими учреждениями, так и территориальными и республиканскими управлениями геологии и охраны недр. Особое внимание следует уделить составлению обобщающих работ в разрезе отдельных регионов и территории СССР в целом.

5. Всячески развивать и поощрять исследование краевых ледниковых образований в системе Академии наук СССР и союзных республик, а также университетов и научно-исследовательских ведомственных институтов. Особое внимание обратить на региональные работы и применение новейших комплексных методов исследования.

6. Создать в составе комиссии по изучению краевых образований подкомиссию по классификации и терминологии.

7. Просить комиссию по изучению четвертичного периода АН СССР опубликовать Труды Совещания по изучению краевых образований покровного оледенения.

Совещание выражает глубокую благодарность оргкомитету за безупречную организацию и успешное проведение данного совещания и научных экскурсий.

ПРИЛОЖЕНИЕ К РЕШЕНИЮ РАБОЧЕГО СОВЕЩАНИЯ ПО КРАЕВЫМ ОБРАЗОВАНИЯМ, ПРЕДЛОЖЕННОЕ Н. Н. СОКОЛОВЫМ

1. Совещание признает необходимой широкую и глубокую комплексную постановку исследований краевых ледниковых образований, на географической, палеогеографической и геоморфолого-стратиграфической основе, с учетом перигляциальных и внутренних проксимальных форм рельефа и отложений.

Необходимо при этом предусмотреть крупный масштаб геологической съемки краевых образований, а также детальное изучение отдельных типичных участков.

2. Совещание считает необходимым обратить внимание Министерства геологии СССР и территориальных управлений различных республик на крайнюю необходимость скорейшего опубликования основных материалов (и выводов) по геологической съемке, которые должны послужить основой для новейших представлений о природе краевых ледниковых образований.

Важнейшие материалы Совещание рекомендует публиковать в кратком виде в изданиях Академий наук, а также в специальных бюллетенях Министерства геологии.

3. Совещание считает совершенно необходимой постоянную и своевременную увязку картографических и стратиграфических данных по краевым ледниковым образованиям на смежных территориях различных геологических управлений.

Помимо «текущего рабочего» согласования между геологами-съемщиками, необходимо устраивать ежегодные совместные экскурсии заинтересованных специалистов — представителей различных геологических управлений с приглашением ведущих лиц из Академий наук и вузов.

Эти экскурсии необходимо проводить прежде всего в районах, смежных между территориями различных геологических управлений. Было бы удобнее устраивать подобные экскурсии в августе месяце, в течение 4—6 дней, с краткими заседаниями до и после экскурсии. Число участников экскурсии должно быть невелико.

4. Совещание признает весьма полезным организацию на местах, т. е. для территорий различных геологических управлений, рабочих групп из представителей заинтересованных организаций, с участием сведующих лиц из Академий наук и вузов для совместного обсуждения новейших «текущих» результатов съемки краевых ледниковых образований.

ПРИЛОЖЕНИЕ К РЕШЕНИЮ РАБОЧЕГО СОВЕЩАНИЯ ПО КРАЕВЫМ ОБРАЗОВАНИЯМ, ПРЕДЛОЖЕННОЕ Г. И. ГОРЕЦКИМ

О направлении дальнейших работ по изучению краевых образований и краевых зон равнинных оледенений

1. Изучение краевых образований и краевых зон равнинных оледенений имеет большое теоретическое и практическое значение, так как оно дает возможность:

а) восстановить динамику ледниковых покровов разновозрастных оледенений по стадиям, фазам и осцилляциям;

б) определить конфигурацию края ледниковых покровов и направление движений ледниковых масс, а также расчлененение ледниковых покровов на языки и лопасти;

в) установить положение в пространстве активного и пассивного состояния ледниковой толщи, выяснить скорость отступания ледников на равнинах;

г) выявить корреляцию между осадками различных генетических типов — ледниковых, флювиогляциальных, перигляциальных, озерных, аллювиальных, делювиальных, эоловых и других;

д) выяснить границы распространения на равнинах ледников всех самостоятельных оледенений и их стадий, определить межледниковый характер межморенных осадков, способствуя тем самым созданию единой стратиграфической шкалы ледниковых осадков и антропогеновых отложений вообще;

е) наиболее точно увязывать стратиграфические схемы различных стран, расположенных в границах равнинных оледенений и в зонах распространения осадков перигляциальной и лессовой формаций;

ж) разработать широко документированные основы палеогеографии антропогена.

2. Вопрос о краевых зонах и краевых образованиях является органической составной частью проблемы развития ледниковой формации, динамики ледниковых покровов великих равнин Евразии и Америки. Поэтому изучение краевых образований и краевых зон должно вестись на широкой палеогеографической основе, с учетом тектонических, геолого-стратиграфических, литолого-генетических и палеогеоморфологических условий и особенностей. Это позволит более углубленно и всесторонне выяснить генезис, возраст и эволюцию краевых образований и краевых зон в конкретных природных обстановках, уловить их основные закономерности в географическом распространении.

3. В целях достижения наибольшей эффективности изучение краевых образований желательно сосредоточить в областях с широким развитием типичных краевых образований и краевых зон Русской и Западно-Сибирской равнин.

4. Для выяснения условий формирования краевых образований, их генетических комплексов и составных элементов необходимо продолжать систематические исследования краевых зон и краевых образований в области современных оледенений — в Антарктиде, Арктике, Субарктике, в горах Кавказа и Средней Азии. Материалы выполненных к настоящему времени исследований желательно систематизировать, обработать, обобщить и опубликовать в возможно скорейший срок.

5. Необходимо поставить планомерное изучение краевых образований в областях с наиболее свежими, хорошо сохранившимися их формами как путем изучения их при государственной геологической съемке, так и путем проведения специальных тематических исследований.

6. Наряду с уточнением научной терминологии и классификации основных форм краевых образований, необходимо осуществить работу по выделению на материале конкретных исследований, разновидностей их форм, как конечная морена, морена напора, флювиогляциальная дельта, маргинальные озы, озовые центры, наклонная флювиогляциальная терраса, камовые поля, решетчатые озы, озовые узлы и др.

Кроме теоретических определений, должны быть систематизированы конкретные отличительные признаки для выделения разновидностей основных форм краевых образований по литологическому составу, типам слоистости, особенностям рельефа, геологическому строению, сочетанию фаций и чешуй и т. д.

7. Так как разработка научной классификации основных форм краевых образований и их разновидностей, а также их генетических комплексов должна основываться не только на теоретических схемах, но и на конкретном материале, желательно в качестве первоочередных работ выполнить монографическое описание эталонных морфогенетических комплексов краевых образований и их элементов в разных областях равнинных оледенений.

Таким морфогенетическим комплексом следовало бы временно придавать местные названия. В качестве примера местных наименований приводятся нижеследующие: сальпаусселькя — линейно-грядовой фронтальный комплекс; кейва — сложный маргинально-озовый, грядово-кольцевой комплекс; соловарака — наклонная флювиогляциальная дельта; колвица — маргинально-озовый комплекс; наорочь — сложный крупнолопастной комплекс; каргумэки — конечноморенный, параллельно-грядовый комплекс; сеща — напорноморенный, параллельно-грядовый комплекс и так далее.

При монографическом описании типовых комплексов краевых образований желательно не только детально описать естественное сочетание их различных форм и разновидностей, но и выяснить по возможности те условия, которые привели к возникновению того или иного сочетания.

8. Большое познавательное значение при использовании краевых образований имеют рельеф постели осадков антропогеновой системы и мощность антропогеновых отложений. Поэтому изучение краевых образований должно сопровождаться обязательным составлением карт рельефа коренных пород и мощностей осадков антропогена.

Особенно важное значение приобретает рельеф постели антропогеновой толщи, созданный выпахивающей деятельностью активного ледника, выраженный в форме ледниковых желобов и рытвин, разделенных перемычками, и ледниковых долин, глубиною до 60—200 *м*, выполненных мощными озерно-аллювиальными и моренными накоплениями, типа шевченковской гляциоаллювиальной свиты на Днепре у г. Канева.

Такие формы ледниковых долин и ложбин часто сопровождаются системой гляциодеформаций и указывают на участки напорных краевых образований, не выраженных в поверхностном рельефе.

Пространственное размещение краевых образований в значительной степени предопределено рельефом доантропогеновых пород.

9. Первостепенное значение при изучении краевых образований имеют плотинные озера, помогающие определить количество стадий и фаз оледенений, а также их возраст (палеонтологическими методами и по переслаиванию озерных отложений с моренными).

10. Для выяснения динамики ледниковых покровов и восстановления путей движения ледниковых масс необходимо провести специальное картирование озовых гряд и озовых комплексов, особенно участков перехода радиальных озов в маргинальные.

11. Существенно необходима постановка целеустремленных литолого-генетических и петрографических исследований основных возрастных и литолого-генетических разновидностей отложений ледниковых комплексов краевых образований, в том числе изучение гравийно-галечно-валунного материала. Эти исследования помогут установлению взаимосвязей между формами краевых образований и их геологическим строением, выяснив специфику различных краевых образований в зависимости от их возраста и географической приуроченности.

12. Необходимо осуществлять изучение краевых образований широким комплексом методов, в том числе методом крупномасштабных геологических съемок (с применением аэрофотосъемки) и разбуривания эталонных поперечников буровых скважин, располагаемых нормально

полосам краевых образований, в целях увязки разрезов по маркирующим горизонтам и выяснения возраста краевых образований; разбуривание эталонных поперечников должно сопровождаться всеми видами палеонтологических исследований.

13. Для проведения всестороннего изучения краевых образований необходимо создать в составе Комиссии по изучению четвертичного периода при ОГГН АН СССР специальную группу по их исследованию. В составе этой группы должны быть выделены рабочие группы: а) по научной терминологии и классификации; б) по картированию краевых образований и составлению сводной карты краевых образований Русской и Западно-Сибирской равнин на базе карты рельефа коренных пород: в) по литолого-генетическому и петрографическому изучению краевых образований; г) по изучению возраста краевых образований.

14. Просить МГ и ОН произвести разбуривание эталонных поперечников в районах трех наиболее крупных ледниковых долин:

1. Балтийско-Литовской (Калининградско-Вильнюсской); 2. Ладожско-Невской (Ленинградской); 3. Центрально-Белорусской (Минско-Новогрудской).

15. Созвать в Вильнюсе в 1963 г. Второе рабочее совещание по краевым образованиям равнинных оледенений, с семидневными экскурсиями по районам классических краевых образований Литвы и Белоруссии.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 3

А. А. Никонов. Краевые образования и характер сокращения последнего ледникового покрова на северо-западе Кольского полуострова 5

А. Д. Арманд. Конечноморенные образования Хибинского горного массива 15

Э. И. Девятова. О краевых образованиях валдайского ледника на территории Архангельской области 21

Г. С. Биске. Маргинальные формы последнего ледника в Карелии . . 30

А. А. Алейников. Краевые образования последнего оледенения на северо-западе Русской равнины в их геоморфологическом и стратиграфическом взаимоотношениях 41

Д. Б. Малаховский и М. Е. Вигдорчик. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на северо-западе Русской равнины . . . 47

Э. Ю. Саммет. О связи стадиальных краевых образований валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада Русской равнины . . 54

Э. Э. Ряхни. Краевые образования последнего оледенения в Северной Эстонии 60

К. Ф. Каяк. О краевых ледниковых образованиях юго-восточной Эстонии 66

И. Я. Даниланс. К истории выделения маргинальных форм на территории Латвии 76

В. К. Гуделис. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения . . 84

В. А. Чепулите. Стадиальные полосы рельефа новочетвертичного оледенения на территории Юго-Восточной Прибалтики 92

А. Б. Басаликас. О разновидностях конечных морен, встречаемых на территории Литвы 99

М. И. Лопатников и С. М. Шик. Краевые образования валдайского и московского оледенений центральной части Русской равнины . 113

С. А. Стрелков. Генезис ледникового рельефа и краевых образований на равнинах северо-востока Западной Сибири 118

В. В. Ламакин. Ледниковые отложения в береговой полосе Байкала . 126

Л. Р. Серебрянный. Хронология и палеогеография последней ледниковой эпохи на севере Европы 148

Э. Э. Ряхни. Экскурсия в район краевых образований Северной Эстонии . 156

Решение рабочего Совещания по изучению краевых образований оледенения (5—9 июня 1961 г. в г. Таллине) 170

Приложение к решению рабочего Совещания по краевым образованиям, предложенное Н. Н. Соколовым 172

Приложение к решению рабочего Совещания по краевым образованиям, предложенное Г. И. Горецким . . . 172

Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине

Труды комиссии по изучению четвертичного периода, в. XXI

Утверждено к печати комиссией по изучению четвертичного периода Академии наук СССР

Редактор издательства *М. Т. Сперанский.* Технический редактор *О. Г. Ульянова*

РИСО АН СССР № 78—70В. Сдано в набор 25/I 1963 г. Подписано к печати 27/IV 1963 г. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 1—11 Усл.-печ. л. 15.07. Уч.-изд. л. 14,5 Тираж 1200 экз. Т-05267 Изд. № 1541. Тип. зак. № 5535.

Цена 1 руб. 02 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 02 к.