АН ГЕОЛОГ НАУК СССР

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР

СМОЛЕНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. КАРЛА МАРКСА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

551.33
416

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1972

УДК 551.33

В сборнике содержится детальное описание краевых ледниковых образований, их форм, вещественного состава и возраста для обширной территории Севера, Северо-Запада, Запада и Центра СССР — от Кольского полуострова до Прикарпатья и Предуралья. В отдельных статьях освещаются краевые ледниковые образования Сибири. Несколько статей посвящено вопросам общетеоретическим.

Редакционная коллегия:
А. А. АСЕЕВ, Г. И. ГОРЕЦКИЙ, Н. И. КРИГЕР,
Д. И. ПОГУЛЯЕВ, И. Н. САЛОВ, С. М. ШИК

Ответственные редакторы:
Г. И. ГОРЕЦКИЙ, Д. И. ПОГУЛЯЕВ, С. М. ШИК

2-9-2
618-619-72

Институт геологических Наук АН Армянской ССР
Научная библиотека

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник подготовлен к Четвертому совещанию по краевым образованиям покровного оледенения, который состоится в Латвии в 1972 г.

Краевые образования материковых оледенений широко распространены в северной части Русской равнины и других областях. Они неоднократно описывались многими исследователями, но до 1961 г. не изучались систематически, комплексно.

В 1961 г. было организовано и проведено в Таллине первое рабочее совещание по изучению краевых образований покровного оледенения, с научными экскурсиями, явившееся чрезвычайно плодотворным. Его работа во многом помогла прийти к общему мнению в вопросах терминологии и классификации маргинальных образований, их происхождения и условий образования. В дальнейшем подобные совещания с экскурсиями проводились в Вильнюсе и Смоленске. Таким образом, совещание в Латвии должно подвести итоги десятилетней работы большого числа специалистов разного профиля.

Настоящий сборник содержит частично статьи-доклады Смоленского совещания по краевым образованиям 1968 г., а также другие материалы по этой тематике, полученные в результате работ последующих лет, написанные по новейшим данным. Для информации о состоянии вопроса изучения краевых образований покровного оледенения в сборник включено решение последнего Смоленского совещания.

Краевые образования материковых оледенений Русской равнины все еще остаются недостаточно изученными. Особенно слабо изучены краевые образования довалдайских оледенений: московского, сожского, днепровского и окского.

Отличительной особенностью настоящего сборника является то, что наряду со статьями, освещающими морфологию и геологическое строение краевых образований валдайского оледенения, в нем помещены статьи о краевых образованиях московского и днепровского оледенений и впервые в советской и зарубежной литературе приведены материалы по древнему материковому оледенению — окскому. Значительное внимание уделено возрасту краевых ледниковых образований, генетической связи их с рельефом кровли доантропогеновых пород, ложбинами ледникового выпахивания и размыва, с гляциодислокациями и ледниковыми отторженцами.

Сборник состоит из 42-х статей, написанных представителями различных научных и производственных организаций. Бóльшая часть этих статей имеет региональный характер. В них содержится детальное описание краевых образований, их форм, строения, вещественного состава и возраста для обширной территории севера, северо-запада, запада и центра Русской равнины от Кольского полуострова до Прикарпатья и Предуралья. Отдельные статьи охватывают территории и за пределами Европейской части СССР (например, статья Л. Л. Исаевой по крае-

вым формам северо-запада Среднесибирского плоскогорья). Несколько статей (Г. И. Горецкий, И. Я. Даниланс, А. А. Асеев, Е. В. Рухина) посвящено вопросам общетеоретического значения, связанным с изучением краевых образований материкового оледенения.

Как указывалось выше, особый научный интерес представляют статьи, посвященные краевым образованиям более древних образований, чем валдайские. Так, в статье К. И. Геренчука, Н. С. Демедюка и М. В. Зденюка приводятся новые данные о распространении окского оледенения на Западной Украине и его краевых формах.

В статье Р. В. Кабановой и В. А. Ромашова описываются краевые формы днепровского оледенения в пределах Курской области.

А. И. Спиридонов специально рассматривает краевые образования московского оледенения в центральных областях Русской равнины.

Ряд статей (П. Г. Шевченков, И. Н. Салов, Б. Н. Гурский, Е. А. Ильин и Е. П. Мандер) параллельно описывают краевые формы московского и валдайского оледенений и сопоставляют их.

Много статей посвящено характеру и особенностям деградации последнего оледенения, изученного наиболее детально. Сюда относятся статьи Н. С. Чеботаревой и М. Е. Вигдорчика, рассматривающие историю валдайского оледенения Русской равнины в целом, а также статьи М. А. Фаустовой, Н. В. Городниченко, С. В. Яковлевой, В. Б. Соколовой и В. И. Хомутовой, В. А. Исаченкова, И. П. Бакановой и Д. Б. Малаховского, В. И. Пасюкевич, Л. Н. Нелипович, Р. И. Левицкой и А. Д. Семенюк, В. Б. Козлова и др. В них приведены результаты многочисленных разносторонних новейших наблюдений на обширной территории Русской равнины.

Предлагаемый вниманию читателей сборник в целом весьма содержателен, заключает много новых фактических данных, полученных за последние годы. Он несомненно найдет себе широкий круг самых разнообразных читателей среди геологов-четвертичников, палеогеографов, геоморфологов, литологов, инженеров-геологов, работников ВУЗов и других исследователей смежных специальностей. Большой интерес сборник представит также для производственных работников, проводящих геологическую, инженерно-геологическую и гидрогеологическую съемку разных масштабов в областях, подвергшихся оледенениям, а также для работников краеведческих музеев.

КРАЕВЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕГЛЯЦИАЦИИ ТЕРРИТОРИИ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

П. П. ВАЙТЕКУНАС

Территория Калининградской области целиком находится внутри границы валдайского оледенения. На юго-востоке области расположена проксимальная часть Балтийской гряды. Наиболее высокие абсолютные отметки гряды известны в районе г. Голдап (гора Шеска, 309 *м*) и в окрестностях н. п. Вижайны (289 *м*).

До второй мировой войны гляциоморфологию и ледниковые отложения Мазурского поозерья и Калининградской области изучали немецкие ученые (Jentzsch, 1900; Krause, 1905; Tornquist, 1910; Meyer, 1916, 1919; Hess von Vichdorff, 1914, 1916; Wahnschaffe-Schucht, 1921; Masuhr, 1923; Kraus, 1924—1925, 1925; Gagel, 1923, 1925; Andree, 1926; Beurlen, 1927, 1933; Körnke, 1930; Woldstedt, 1932, 1935, 1958). В результате исследований, проводившихся этими учеными в течение более четырех десятилетий, и обобщения геологических и гляциоморфологических материалов, главным образом среднемасштабной геологической съемки, создана прочная научная основа для разработки представлений о характере и закономерностях материкового оледенения равнин. Были прослежены и закартированы наиболее выразительные формы гляцигенного ландшафта — конечные морены, указаны их простирание, строение, вещественный состав, изучены и описаны все другие формы ледникового парагенезиса, присущие краевой зоне ледника (озы, камы, зандры, равнины ленточных глин, ложбины стока талых вод, рытвинные озера).

На основании полученных данных П. Вольдштедт (Woldstedt, 1935) в 1935 г. составил обзорную геолого-геоморфологическую карту Северо-Германской низменности м-ба 1 : 1 500 000. На этой карте между Эльбой, Одером и Вислой точно намечались границы распространения установленных в то время конечных морен бранденбургской, франкфуртской и померанской стадий. Восточнее же корреляции различных полос конечных морен из-за сильной их сомкнутости были весьма затруднительны. Необходимо было дополнительно исследовать краевые ледниковые образования, простиравшиеся на форланде Балтийской гряды, т. е. на восточной Вармии, Самбийском полуострове, а также на территории восточных районов Прегольской низменности. Для «Замляндской конечной морены», известной в литературе со времен исследований Краузе (Krause, 1905), не было найдено эквивалентов ни в Померании, ни в Литве.

После второй мировой войны представления, высказанные немецкими учеными, главным образом относительно Мазурского поозерья, дополняли и детализировали польские ученые (Kondracki, 1952; Pachucki, 1952). Готовясь к VI Конгрессу ИНКВА, польские ученые вновь детально изучили краевые образования Мазурского поозерья (Galon, Roszkówna, 1961; Guide-Book, 1961; Рошкувна, 1965).

В течение 1958—1967 гг. Калининградская комплексная геолого-съемочная экспедиция проводила на территории области геолого-гидро-

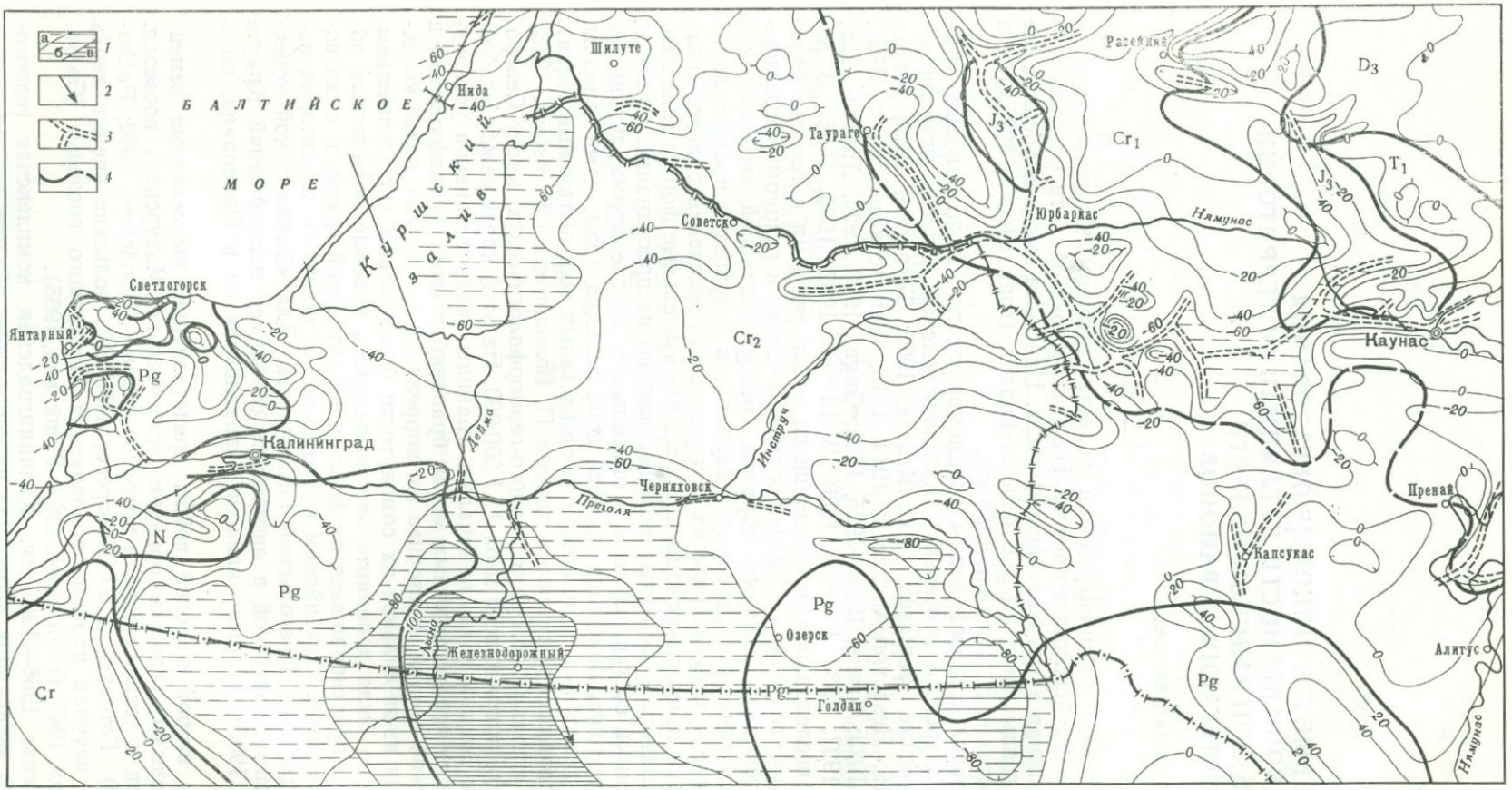


Рис. 1. Схема поверхности субстрата антропогена Калининградской области и сопредельных районов.

Изогипсы поверхности дочетвертичных отложений проведены через 20 *м*
1 — пониженные участки поверхности: *а* — от —60 до —80 *м*, *б* — от —80 до —100 *м*; *в* — ниже —100 *м*; *2* — ось желоба ледникового выпахивания; *3* — участки предполагаемых погребенных долин; *4* — граница, разделяющая породы различных геологических систем или отделов; D_3 — верхнедевонские доломиты и доломитовые мергели; T_1 — нижнетриасовые пестроцветные глины; J_3 — верхнеюрские глины и алевриты; Cr_1 — нижнемеловые глауконитовые пески и алевриты; Cr_2 — верхнемеловые мергели, опоковидные песчаники и писчий мел; Pg — палеогеновые пески и алевриты; N — неогеновые пески

геологическую съемку крупного и среднего масштаба. Геосъемка сопровождалась бурением картировочных и структурных скважин. Если маршруты существенных дополнений по сравнению с довоенной геосъемкой в гляциоморфологию не внесли, то бурение дало много нового материала для познания глубинного строения и стратиграфии плейстоценовой толщи, а также строения и палеоморфологии субстрата антропогена.

В 1966 г. мною проводились исследования краевых ледниковых образований, а также стратиграфии четвертичной толщи на Самбийском полуострове. Было выполнено также несколько рекогносцировочных маршрутов по восточной и южной частям области. Кроме того, в 1966 и 1967 гг. я имел возможность совместно с проф. Е. Кондрацким и сотрудниками Геологического института доктором Ю. Мойским, магистрами А. Бэром и В. Слованьским детально ознакомиться с краевыми образованиями и разрезами северо-восточной территории Польши.

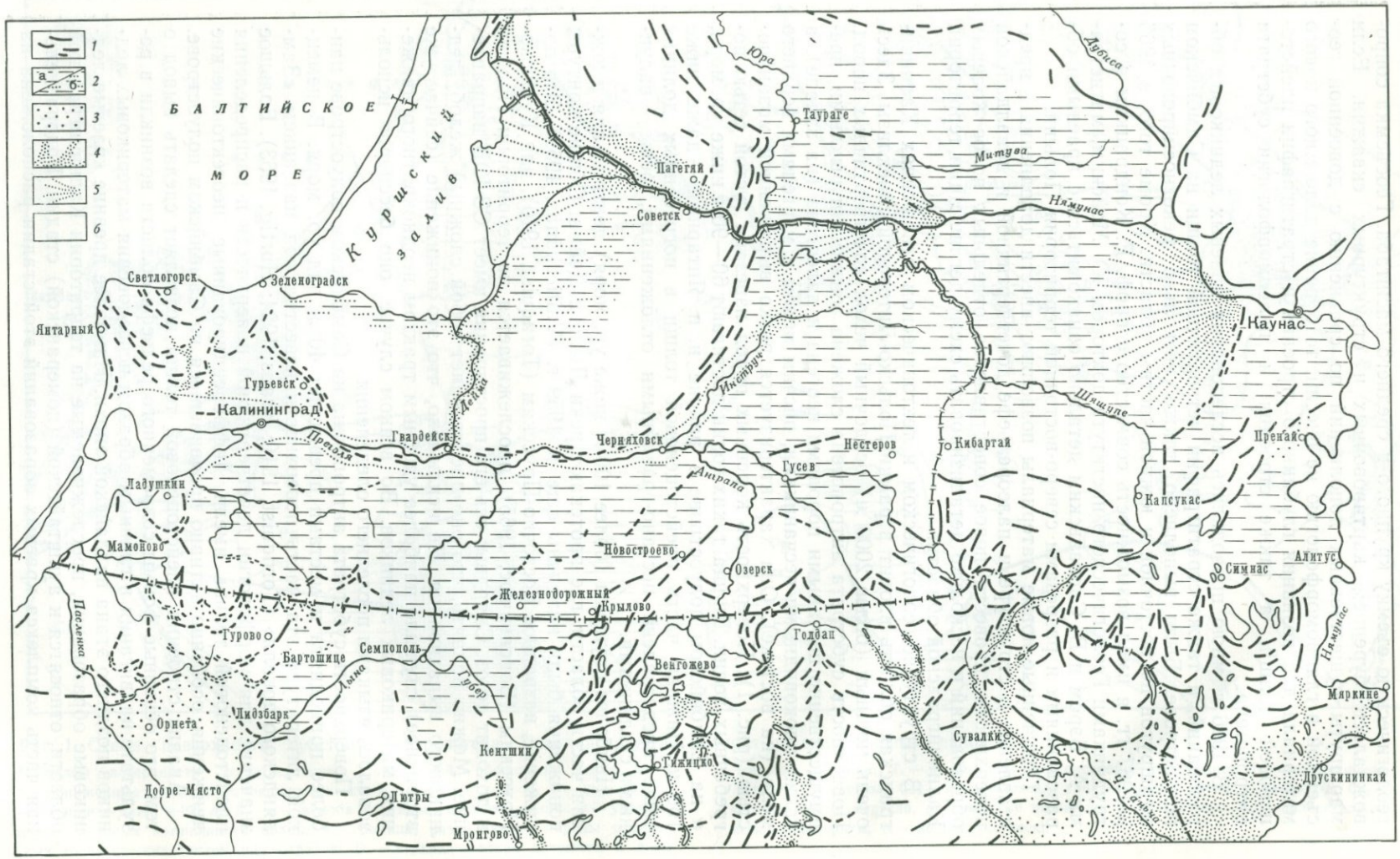
Полученные новые материалы позволяют внести дополнения в представление о структуре и палеорельефе дочетвертичной и довалдайской поверхности, провести новое сопоставление отдельных полос краевых образований и несколько детализировать схему дегляциации территории Калининградской области.

В структурно-геологическом и тектоническом отношениях Калининградская область входит в рамки Польско-Литовской синеклизы. Здесь очень мощный (более 2000 *м*) осадочный чехол дочетвертичных пород. Поверхность субстрата антропогена сложена мягкими и рыхлыми, преимущественно песчаными породами неогена и палеогена (на западе), а также опоковидными песчаниками, писчим мелом и мергелями верхнего мела (на востоке). Она характеризуется резко выраженной мозаичностью (рис. 1). Поверхность коренных пород изрезана густой сетью погребенных долин. Днища таких долин достигают 60—90 *м* ниже ур. моря, а на Самбийском полуострове в районе н. п. Янтарный — даже ниже 160 *м*. Нижняя часть плейстоценовой толщи в погребенных долинах чаще представлена песчано-гравийными отложениями, реже — валунными суглинками.

Наиболее опущены (более 100 *м* ниже ур. моря) центральная и южная части области, где протекают реки Лына и Дейма. Общие контуры понижения были намечены еще в 1959 г. (Vaitieckūnas, 1959). Это понижение, названное Восточно-Прусским (Tornquist, 1910), или Куршско-Прусским (Вонсавичюс, 1965), прослеживается на территории Польши и доходит до оз. Снярдвы; ось его простирания имеет СЗ-ЮВ направление. Можно принять, что оно представляет собой сложный желоб ледникового выпахивания. Не исключено, что это понижение (сейчас уже вторичное) служило наиболее удобным трактом неоднократного движения материковых ледников. Во всяком случае, оно бесспорно использовалось языками последнего оледенения.

Поверхность субстрата антропогена на Самбийском полуострове наиболее приподнята и местами превышает 40 *м* над ур. моря. В немецкой литературе эта часть поверхности известна под названием «Замляндского цоколя» (Tornquist, 1910; Kraus, 1924; Hurtig, 1963). Большое значение для морфологии дочетвертичной поверхности и распределения плейстоценовой толщи имели дифференцированные неотектонические движения, особенно активно проявившиеся на Самбийском полуострове.

Анализ строения плейстоценовой толщи позволяет сделать вывод о том, что основные формы современного рельефа области возникли в результате надвигания и главным образом исчезновения материковых ледников позднего этапа валдайской эпохи. Наиболее древние краевые ледниковые образования, прослеживаемые на территории Калининградской области, относятся к аукштайтской (померанской) стадии. Водораздельная часть комплекса краевых образований этой стадии расположена на


1
2
а
б
3
4
5
6
БАЛТИЙСКОЕ
МОРЕ
Куршский
залив
Юра
Дубиса
Таураге
Митува
Пагегяй
Нямунас
Советск
Светлогорск
Зеленоградск
Янтарный
Каунас
Гурьевск
Инструч
Шяшупе
Калининград
Дейма
Преголя
Гвардейск
Черняховск
Нестеров
Кибартай
Пренай
Гусев
Ладушкин
Анграпа
Капсукас
Мамоново
Новостроево
Озерск
Алитус
Симнас
Железнодорожный
Крылово
Гурово
Голдап
Семпополь
Бартошице
Венгожево
Маркине
Лына
Губер
Орнета
Лидзбарк
Сувалки
Кентшин
Гижицко
Добре-Място
Друскининкай
Мронгово

северо-восточной территории Польши и образует сложную полосу моренных отложений Мазурского поозерья.

В полосе Мазурского поозерья (от г. Миколайка — рубежа предельного распространения померанского ледника — до государственной границы СССР) польские ученые выделяют не менее семи гряд краевых образований, составляющих сложную полосу морен поморской стадии; ширина полосы местами около 40 *км* (Kondracki, 1952; Calon, Roszkówna, 1961). К этой полосе приурочено множество макро- и микроязыковых гляциодепрессий, возникших, как и межъязыковые моренные массивы, в местах соприкосновения соседних ледниковых языков (рис. 2).

Судя по конфигурации конечноморенных гряд и холмов в плане, материковый ледник отступал от проксимальной части Балтийской гряды с периодическими остановками, иногда, видимо, очень непродолжительными, а краевая часть ледника была расчленена на многочисленные и сложные по форме микро- и макроязыки. Об этом наглядно свидетельствует участок проксимальной части Балтийской гряды от г. Алитус до оз. Виштитис и пространство от н. п. Вижайны до г. Венгожево. На этих участках ярко выделяются межъязыковые моренные массивы, сложенные обычно наиболее грубым моренным материалом (Blockpackungen — немецких авторов). Наиболее сложно устроенные межъязыковые массивы имеют ряд ниже спускающихся прислоненных друг к другу боковых и фронтальных моренных дуг, свидетельствующих об активном состоянии ледника.

На некотором расстоянии от проксимальной части Балтийской гряды (5—15 *км* к северу от нее) простирается полоса краевых ледниковых образований, закрывающая гляциодепрессии на форланде Балтийской гряды. Такая особенность гляциального ландшафта позволяет судить о новом этапе отложения краевого моренного материала. Эту полосу нетрудно проследить по вытянутым моренным холмам и ориентированным грядам от г. Пренай в юго-западном направлении через н. п. Игляука, Иглишкеляй и далее на северо-запад к северному берегу оз. Виштитис. На указанном участке полоса краевых ледниковых образований шириной до 2—6 *км* носит следы ледникового напора и местами сложена из трех прислоненных одна к другой прерывистых гряд.

На территории Калининградской области продолжение этой полосы нетрудно проследить от оз. Виштитис в западном направлении до среднего течения р. Анграпа севернее г. Озерск. В рельефе она выражена не очень четко в виде вытянутых холмов и отдельных широких гряд, преимущественно сложенных песчано-гравийным материалом. Здесь она сомкнута, состоит из одной гряды и, по-видимому, обозначает длительное стационарное положение тающего края ледника (Stillstandslage — немецких авторов). От н. п. Новостроево полоса протягивается в виде одной прерывистой гряды в юго-западном направлении до оз. Освин (на территории Польши), где она вливается в сильно сомкнутую зону четырех моренных гряд. Только у г. Кентшин она опять «освобождается» из сомкнутой зоны краевых образований и в западном направлении простирается, видимо, южнее н. п. Лютры и Добре-Място над р. Лына.

Рис. 2. Схема расположения краевых ледниковых образований на территории Калининградской области и сопредельных районов. При составлении схемы, помимо материалов автора, использованы данные А. Басаликаса, Е. Кондрацкого, Р. Галона, Л. Рошкувны, Ю. Мойского, А. Бэра

1 — моренные гряды и ориентированные холмы в зоне краевых образований; *2* — равнины приледниковых водоемов, сложенные ленточными глинами (*а*), мелкозернистыми песками и супесями (*б*); *3* — зандры; *4* — ложбины стока талых вод и прадолины; *5* — древние и современные дельты; *6* — моренные равнины

Любопытно отметить, что эта полоса краевых образований в Вармии сложена из двух, а местами из трех параллельных гряд. Это может служить косвенным доказательством эквивалентности трехгрядовых морен, простирающихся в Южной Литве.

Вышеописанная полоса литовскими исследователями именуется Южно-Литовскими краевыми образованиями, а их вероятный эквивалент на Вармии польские ученые называют Кашубско-Вармийскими моренами.

Деградация ледника от полосы Вармийских-Южнолитовских морен сопровождалась периодически повторяющимися остановками или даже новыми подвижками ледниковых языков.

В южной части Сембопольской низменности прослеживаются размытые, слабо выраженные в рельефе конечноморенные холмы, по которым можно вопроизвести контуры двух ледниковых микроязыков — Сембопольского и Губерского. Западнее их находился Лидзбаркский микроязык. Их гляциодепрессии выстланы ленточными глинами и слоистыми песками. От среднего течения р. Губер краевые образования становятся выразительнее и особенно ярко выступают в рельефе к западу от н. п. Крылово и оз. Освин. Здесь они возвышаются над окружающей местностью на 20—30 *м* и состоят из нагромождения грубой песчаной морены. На этом участке, как и к югу от моренной дуги в окрестностях г. Орнета, отложены зандры. Продолжение Крыловской гряды можно проследить в северо-восточном направлении до н. п. Новостроево, где она теряется. По мнению Е. Кондрацкого (Kondracki, 1952), эквивалентом этой полосы является ряд холмов, тянущийся севернее г. Гусев. Нам представляется, однако, что Крыловская гряда вливается в холмисто-моренный рельеф южнолитовской фазы в окрестностях н. п. Новостроево и севернее г. Озерск.

Южнее г. Нестеров и г. Кибартай протягиваются отдельные холмы и моренные гряды вплоть до г. Капсукас, где частично моренная дуга рисует контуры Шяшупского ледникового микроязыка, по гляциодепрессии которого протекает р. Шяшупе. От г. Капсукас продолжением фронтальных и боковых конечных морен Шяшупского языка является ярко выраженная в равнинном ландшафте Вейвярская камообразная гряда, сложенная преимущественно песками, а реже — моренной супесью с валунами.

Сложную картину моренного ландшафта ледники создали при последующем этапе деградации. Так, на Гуровской возвышенности выступают ярко выраженные концентрические моренные дуги, группирующиеся в четыре краевые полосы: три из них находятся в пределах Польши, а самая северная, четвертая,— в Калининградской области. Они разобщены участками моренных равнин или понижений шириной 1—5 *км* и носят следы воздействия талых вод. Моренные дуги отдельных полос обращены выпуклой стороной к юго-западу, югу и юго-востоку. Плановая конфигурация конечноморенных дуг наглядно свидетельствует о том, что Гуровская возвышенность создавалась при постепенном исчезновении многочисленных ледниковых микроязыков.

На самой внешней из полос краевых образований, срезающей под прямым углом предыдущую более древнюю гряду, наблюдаются явные следы размыва, особенно в восточной части полосы, где моренные холмы сильно сглажены, а местами сплошь выровнены в результате абразии и заполнения отложениями межхолмовых понижений. В центральной части пояса выделяется 3-километровый участок сильно размытых краевых морен, против которого простирается широкий Орнетский зандр. Восточнее размытого участка расположены две дуги сомкнутых камообразных холмов и коротких грядообразных валов, состоящих из слоистых песков с прослойками гравийно-галечного материала (Masuhr, 1923). Холмы высотой в среднем 20—30 *м* разобщены ваннообразными понижениями, сухими или заторфованными.

Описанная полоса имеет явно аккумулятивный характер, она возникла при ретрогляциальной фазе оледенения. По всему простиранию полосы сплошь и рядом преобладают холмы и гряды песчаного и песчано-гравийного сложения, местами с перекрытием валунного суглинка.

Следующая, более северная полоса, которую можно назвать Гуровской, начинается у истоков р. Мамоновка и, образуя единую почти прямолинейную дугу, заканчивается у н. п. Гурово на востоке. Вся полоса состоит из ряда песчано-гравийных конусообразных и продолговатых холмов, возвышающихся над равнинной поверхностью в среднем на 30 *м*. Строение гряды и характер окружающего ландшафта (явные следы воздействия флювиогляциальных потоков и приледниковых бассейнов) свидетельствуют о седиментации моренного материала при участии огромных масс талых вод.

Итак, обе рассмотренные полосы краевых образований возникли в результате двукратной задержки края убывавшего ледника на Гуровской возвышенности.

Третья полоса, местами заходящая на территорию Калининградской области, наиболее сложна. Она представляет собой водораздельную часть Гуровской возвышенности с максимальными высотами (гора Замкова, 216 *м* над ур. моря). Полоса состоит из двух прислоненных одна к другой гряд. От н. п. Домново (на востоке возвышенности) до н. п. Пограничный (на западе) возвышаются шесть межъязыковых моренных массивов, местами с явными следами ледникового напора. Наряду с вертикально поставленными песчано-гравийными пачками встречаются участки грубообломочной морены с крупными валунами. Наряду с участками напорных морен в этой полосе изобилуют песчано-гравийные холмистые участки, сопровождаемые с дистальной стороны зандровыми конусами, ложбинами стока талых вод и маленькими локальными приледниковыми водоемами. Существуют ли эквиваленты трех упомянутых полос Гуровских краевых образований на востоке, ответить трудно, ибо в Семпопольской низменности не наблюдаются следы остановки ледника. Не исключена возможность, что упомянутые полосы краевых образований возникли несколько раньше, нежели начал отступать ледниковый язык из среднего течения рек Лына и Губер.

Самая северная (четвертая) полоса краевых образований Гуровской возвышенности отмечается от н. п. Корнево и прослеживается в восточном направлении до н. п. Домново, а затем в виде дуги, обращенной к юго-западу, постепенно теряется под озерно-ледниковыми осадками среднего течения Лыны. Западнее Корнево эта полоса сочленяется с конечными моренами соседнего ледникового языка и образует невысокий межъязыковый массив. Но особенно выразительный межъязыковый массив наблюдается у н. п. Домново. Сильно размытые, а местами перекрытые песчаными наносами остатки краевых образований намечаются у побережья Калининградского залива в окрестностях н. п. Мамоново. Не исключено, что морены упомянутых участков принадлежат четвертой полосе краевых образований. На всем протяжении полосы преобладают холмы и гряды, сложенные песками и песчано-гравийными отложениями, свидетельствующими о кратковременной остановке ледника.

Эквивалентом Домновской гряды можно признать сильно размытые, часто полупогребенные под ленточными осадками дугообразные участки краевых образований, прослеживаемые к востоку от среднего течения Лыны через н. п. Мозырь, Фрунзенское до устья р. Анграпа и севернее г. Гусев. Они сложены как моренным суглинком, так и песчано-гравийными отложениями. По аналогии строения и гляциоморфологии к этой полосе краевых образований следовало бы отнести и Сударгскую гряду и, вероятно, конечноморенный рельеф в нижнем течении р. Шяшупе.

Еще одна концентрическая дуга краевых образований отчетливо вырисовывается у самого побережья Калининградского залива, она огибает с юга Ладушкинскую гляциодепрессию. На полуострове, к юго-западу от районного центра Ладушкин, с севера на юг простирается абрадированная поверхность с относительным превышением более 20 *м*. Она имеет прямую связь с Ладушкинской грядой и с поверхности сложена валунным суглинком. Остальная часть Ладушкинской гряды состоит из ряда холмов, сложенных преимущественно песчано-гравийным материалом. Некоторые повышенные участки известны к югу и юго-востоку от Калининграда. Однако они более напоминают всхолмления моренной равнины.

Наиболее выразительной и крупной полосой краевых образований Калининградской области является «Замляндская конечная морена». Она опоясывает с востока, юга и юго-запада крупную гляциодепрессию, ныне занятую Куршским заливом, прадолиной р. Дейма и современной дельтой р. Нямунас. Краевые образования этой полосы, намечающие контуры бывшего края ледниковой лопасти, отчетливо прослеживаются от Вилькишской гряды в южном направлении по правой стороне прадолины рек Инструч и Преголя вплоть до Калининграда. В окрестностях н. п. Гурьевск они сворачивают на северо-запад и тянутся по направлению к Зеленоградску. На Самбийском полуострове они теряют отчетливость в средне- и крупнохолмистом моренном ландшафте. Однако по отдельным грядообразным холмам и валам нетрудно наметить дугообразное простирание их по южному склону Самбийской возвышенности по направлению к н. п. Янтарный и Донское.

Абсолютные высоты, строение, а также морфология на отдельных участках гряды различны. Так, на Лунинском участке абсолютная высота ее достигает 60—70 *м* с превышением над окружающей местностью 30—40 *м*. Краевая полоса здесь состоит из двух, иногда трех прислоненных одна к другой гряд. Часто наблюдаются следы ледникового напора. Признаки активного состояния ледника более характерны для внутренней зоны гряды. Внешняя зона, наоборот, чаще сложена камовыми холмами, покрытыми «шапками» моренных суглинков и супесей.

На Гвардейском участке «Замляндской конечной морены» абсолютные высоты не превышают 50 *м*, а сама полоса состоит из различной величины овальных и продолговатых холмов, преимущественно сложенных песчано-гравийным материалом, с поверхности покрытых валунным суглинком и супесью. Нередко встречаются холмы в прадолине р. Преголя, представляющие эрозионные останцы и отшнурованные от краевой зоны потоками талых ледниковых вод. Здесь, как и против полосы краевых образований Лунинского участка, к югу и востоку простирается обширная озерно-ледниковая равнина, сложенная ленточными глинами.

Своеобразием отличается Гурьевский участок краевых образований. Он состоит по меньшей мере из двух-трех параллельно идущих гряд шириной от 0,5 до 2 *км* каждая. Общая ширина полосы достигает 3—6 *км*, она наполовину суживается по мере достижения Преголи. Хотя на Гурьевском участке отсутствуют непрерывные длинные моренные валы, однако одиночные холмы нередко вытянуты и ориентированы с северо-запада на юго-восток. Абсолютные отметки полосы постепенно увеличиваются в северо-западном направлении и достигают 40—60 *м* над ур. моря. Холмы сложены преимущественно слоистыми песками с прослоями гравийно-галечного материала. Нередко поверхность таких холмов имеет суглинистую или супесчаную покрышку с валунами мощностью до 1—2,5 *м* (рис. 3).

Кое-где встречаются холмы, сложенные валунными суглинками и супесями. В ряде пунктов, особенно во внешней зоне полосы, наблюдаются следы размыва, о чем свидетельствуют выровненные участки холмов с валунными полями. Правда, валуны редко превышают 20 *см* в

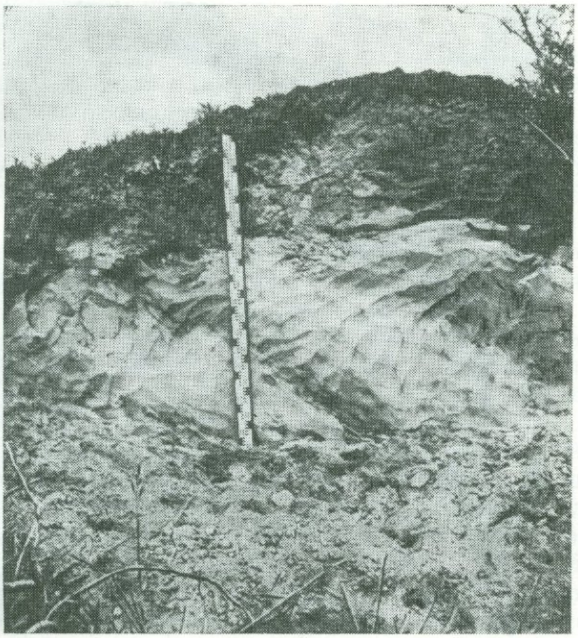


Рис. 3. Строение холма на Гурьевском участке «Замляндской конечной морены», 3 *км* к СВ от н. п. Гурьевск. Фото автора, 1966 г.

Холм — камового типа с покрышкой валунной супеси мощностью 1—2,4 *м*.
В нижней части валунной супеси невыдержанный прослой гравия и галечника. Ядро холма сложено тонкозернистым слоистым песком с прослоями алеврита. Сверху, до глубины 1,40 *м*, текстура песков нарушена микросбросами и флексурами, внизу — до 6 *м* открытой глубины — пески с горизонтальной и микроволнистой слоистостью. Высота рейки 2 *м*

поперечнике. Поля от более крупных валунов здесь полностью очищены. В окрестностях Гурьевска непосредственно у подножия краевой полосы простирается небольшое зандровое поле, по которому протекает речка Гурьевка.

Наиболее сложным участком полосы краевых образований является Самбийская возвышенность. Рельеф здесь средне- и крупнохолмистый. В южной части возвышенности известно наиболее грандиозное нагромождение моренного материала с наивысшей абсолютной отметкой 111 *м* над ур. моря. Наряду с удлиненными и подковообразными холмами, группирующимися в гряды на южной и северной частях возвышенности, в рельефе встречаются камовые холмы и крупные столообразные возвышения, свидетельствующие об омертвлении ледника. В центральной части краевых образований, в окрестностях н. п. Переславское, располагаются узкие рытвинные озера, от которых на юг прослеживаются ложбины стока талых ледниковых вод.

На южном склоне Самбийской возвышенности от н. п. Янтарный до устья р. Преголя и у побережья Балтийского моря северо-западнее г. Приморск можно проследить разрозненные холмы и повышения иного гляциоморфологического плана, несомненно представляющие рубежи ледникового края. Некоторые из них, например западнее Калининграда на левой стороне речки Граевка, образованы в результате ледникового напора. В карьере глубиной 7 *м* открывается необычайно сложное строение холма: в стенах карьера видно, как в валунную супесь и песчано-гравийные отложения втиснуты отторженцы глауконитовых песков палеогена и верхнего мела мощностью до 3 *м*, смяты и скручены пакеты гравийно-галечных отложений. На поверхности изолированными пятнами залегает валунная супесь с гнездами мелкозернистых песков и

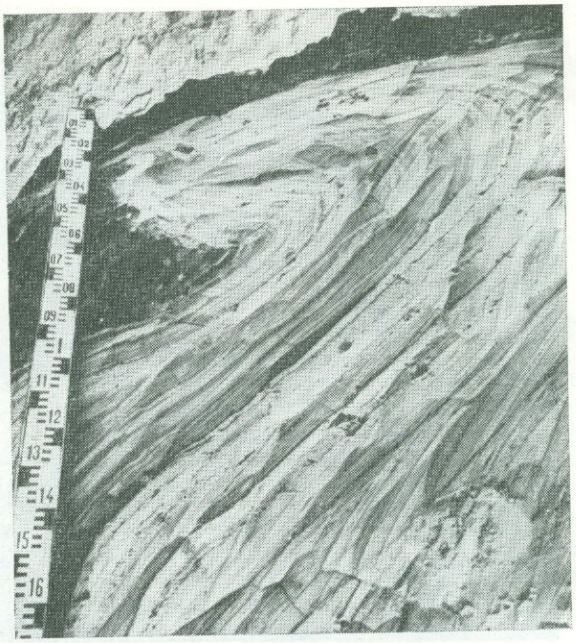


Рис. 4. Фрагмент опрокинутой гляциоскладки в обнажении клифового морского берега у г. Светлогорск. Фото автора 1966 г. Снимок фронтальный

Гляциоскладка сложена палеогеновыми глауконитовыми песками, вмещающими моренную супесь и гравийно-галечный материал. Вверху складки — серый моренный суглинок. Наклон обнажения около 50°. Высота рейки 1,7 *м*

крупных эрратических валунов — гнейсов, гранитов (много рапакиви) и перекристаллизованных известняков.

Вышеописанная «Замляндская конечная морена» нами связывается со среднелитовской фазой оледенения. Севернее этой главной полосы краевых образований Калининградской области намечается еще несколько остановок убывавшего ледника. К югу от Светлогорска прослеживаются полосы холмов, собранных в концентрические полудуги. Некоторые удлиненные холмы носят следы ледникового напора и сложены грубообломочным материалом (рис. 4). Другие представляют камообразные холмы и состоят из песчаного слоистого материала, нередко с покрышкой валунной супеси. Гляциодепрессия у Светлогорска выстлана ленточными глинами мощностью до 2 *м*.

Размытая и абрадированная полоса краевых образований прослеживается у г. Советск и Пагегяй. Она имеет рецессионный характер и отмечает кратковременную остановку убывавшего края ледника. По данным бурения, под дельтовыми наносами р. Нямунас, ниже н. п. Ясное обнаружено высокое положение моренного суглинка. Здесь и р. Нямунас делает заметный изгиб. Не исключена возможность, что на этом участке имеется еще одна, только погребенная полоса краевых образований.

За пределами Калининградской области, на северном берегу Куршского залива простирается Клайпедская напорная моренная гряда, возникновение которой связано уже с более поздним этапом деградации материкового ледника Южной Прибалтики.

Рассмотренные краевые образования позволяют выявить некоторые закономерности дегляциации Калининградской области и смежных территорий.

После кратковременного потепления в конце аукштайтской (померанской) стадии оледенения ледники заметно сократились и покинули

Балтийскую гряду. Потепление было незначительным, и вскоре последовала новая активизация материкового ледника, известная под названием южнолитовской фазы оледенения. Во время этой фазы в Калининградскую область и юго-западную часть Литвы несколько продвинулась Западно-Литовская ледниковая лопасть. Она вскоре расчленилась на два макроязыка. Один из них занял понижение верхнего и среднего течения Лыны, а также покрыл Вармийское плато и соединился с несколько позже обособившимся Гданьским ледниковым языком, другой — направлялся восточнее и занял понижение нижнего течения рек Нямунас и Шяшупе. Местом стыка служил межлопастный моренный массив аукштайтской стадии в районе оз. Виштитис.

В начале таяния ледника кое-где отлагались зандровые поля (Пренайский зандр), а в дальнейшем возникли локальные приледниковые водоемы, например водоем Симнас-Бальберишкис, береговые образования которых зафиксировались на высоте около 120 *м* выше ур. моря. Близкие по высоте уровни береговых образований известны и в окрестностях оз. Момры, в верхнем течении рек Анграпа и Голдап. На участке Озерск — Кентшин — Лютры не образовались значительные приледниковые водоемы. Талые воды дренировались на юг по ложбинам стока и системам рытвинных озер у Мронгово, Венгожево и в других местах.

Дегляциация территории шла сложным путем, с кратковременными стагнациями ледника, во время которых возникали рецессионные краевые образования. На повышенных участках ложа, будучи менее мощным, ледник терял активность, расчленялся на множество микроязыков и быстрее исчезал. Примером может служить Гурьевская возвышенность. В понижениях же ледниковые языки дольше сохраняли активность. Этим, видимо, можно объяснить нахождение различного количества рецессивных краевых зон на возвышенностях и на примыкающих к ним низменностях.

416

При дальнейшем сокращении ледника южнолитовской фазы ледниковые языки все более зависели от понижений ложа. Они суживались и укорачивались. По пути отступания оставили ряд краевых образований. Так, обособившийся Нижне-Нямунасский ледниковый язык, отступая в западном направлении, стабилизировался 2 раза, в результате чего возникли Вейвярская и Сударгская гряды. Сокращаясь в северном направлении, Лынский ледниковый язык также претерпел не менее двух стагнаций. Деградация ледника южнолитовской фазы на крайнем юго-западе Калининградской области проходила в западном направлении, где в бассейнах рек Пасленка и Мамоновка сокращался Гданьский ледниковый язык.

Потепление, следовавшее за южнолитовской фазой оледенения, было кратковременным. Однако вполне вероятно, что это межфазиальное потепление способствовало освобождению от ледникового покрова большей части Калининградской области (Вайтекунас, 1968).

Волна похолодания привела к новой активизации ледниковых масс. Согласно конфигурации краевых образований, на территорию Калининградской области проникли два ледниковых языка: Куршский и Гданьский. Существование этих языков доказывалось и исследователями эрратических валунов (Тарвидас, 1967). Первый из языков покрыл понижение, ныне занятое Куршским заливом и дельтой р. Нямунас с прадолиной Деймы, второй — лишь левым крылом занял понижение Калининградского залива. Самбийский цоколь служил местом стыка упомянутых ледниковых языков. На широкой зоне стыка Куршского и Гданьского языков возникла Самбийская возвышенность.

Стабилизация Куршского ледникового языка затянулась на несколько сот лет. За это время образовался крупный приледниковый водоем, ибо ледником с запада была закрыта крупная гляциодепрессия, ныне используемая реками Нямунас, Шяшупе, Митува, Юра. Приледниковый

бассейн простирался от Вилькишкско-Лунинской гряды вплоть до г. Каунас и к югу от Прегольской прадолины. Талые воды в Прегольской низине были подпружены с севера Куршским, а с запада — Гданьским ледниковым языком. Юра-Шяшупский приледниковый водоем соединялся с Южно-Калининградским, видимо, через узкий пролив к востоку от г. Черняховск. Береговые образования этого обширного приледникового водоема на территории Литвы установлены на абсолютной отметке 80 *м* (Басаликас, 1965а).

Предполагается, что в этот бассейн впадали перигляциальные и приледниковые реки. Наиболее крупным являлся поток древнего Нямунаса, песчанистые осадки которого намечают контуры крупной дельты ниже г. Каунас (Basalykas, 1965). По мере сокращения ледниковых языков и освобождения новых пространств суши уровни приледниковых водоемов соответственно понижались. Нахождение следов береговых образований на абсолютной отметке 50—60 *м* указывает на очередную остановку края языка. Предполагается, что во время существования этого уровня бассейна край Куршского ледникового языка простирался на линии Пагегяйской гряды. Тогда, видимо, прорвались воды водоема на север через краевые образования у г. Гвардейск. Когда ледники еще больше сократились и Гданьский ледниковый язык освободил понижение, ныне занятое Калининградским заливом, воды устремились на запад. С того времени, видимо, начался врез Инструч-Прегольской прадолины.

Потепление, приведшее к отступанию ледников от рубежа «Замляндских конечных морен», связано с межфазиалом, предшествовавшим лужской стадии. С этого времени Калининградская область больше не покрывалась материковым ледником. Следовательно, дегляциация этой территории завершилась отступанием ледникового языка от Вилькишско-Самбийских краевых образований.

ЛИТЕРАТУРА

Басаликас А. Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии (в свете новых данных геоморфологического изучения территории Литвы).— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965а.

Басаликас А. Б. О приледниковых водоемах Южной Прибалтики.— Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965б.

Вайтекунас П. П. Стадиальность последнего оледенения в Южной Прибалтике и структурно-фациальные особенности стадиальных и межстадиальных образований.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Вайтекунас П. П. Деградация последнего Скандинавского ледникового покрова на территории Прибалтики.— Научные труды Высших учебных заведений Лит. ССР, серия «Геология и география», т. V. Вильнюс, 1968.

Вонсавичюс В. Дочетвертичная поверхность Юго-Западной Прибалтики.— Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. II. Вильнюс, 1965.

Рошкувна Л. Отступание ледника на территории Польши.— В кн. «Последний европейский ледниковый покров». М., 1965.

Тарвидас Р. И. Динамика неоплейстоценового ледника на территории Литвы и Калининградской области.— Труды Ин-та геологии (Вильнюс), вып. V. Вильнюс, 1967.

Andree K. Der geologische Bau Ostpreussens.— In: Ostpreussen, Land und Leute in Wort und Bild, 3. Aufl., 1926.

Basalykas A. Lietuvos TSR fiziné geografija, t. II, 1965.

Beurlen K. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Beiträge nud Ergebnisse aus Nordostdeutschland.— Fortschr. Geol. und Palaeontol., 1927, Bd. VI, H. 18.

Beurlen K. Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland.— Z. Gletscherkunde, 1933, Bd. XXI, H. 1—3.

Gagel C. Bericht über einige Ergebnisse der Aufnahmearbeiten im nördlichen Ostpreussen.— Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., 1923, Bd. 44.

Gagel C. Die Beschaffenheit und die Herkunft des roten ostpreussischen Decktones.— Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., 1925, Bd. 46.

Galon R., Roszówna L. Extent of the Scandinavien glaciations and of their recession stages on the territory of Poland in the light of analysis of the marginal forms of inland ice.— Przeglad geogr., 1961, № 33.

Guide-Book of Excursion D. North-East Poland. VI congress of INQUA. Warsawa, 1961.
Hess von Wichdorff H. Fortsetzung und Verlauf der samländischen Endmoränen in Ostpreussen.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1914. Bd. LXVI.
Hess von Wichdorff H. Das masurische Interstadial.— Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin, Jahr. 1914, 1916, Bd. XXXV, Teil II.
Hurtig Th. Die naturräumlichen Grosseinheiten des Ostseeraumes und ihre Bedeutung für die Entwicklung der unterschiedlichen Küstenformen.— Baltica, 1963, v. I.
Jentzsch A. Der vordiluviale Untergrund Ostpreussens.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst. Berlin Jahr. 1899, 1900.
Kondracki J. Uwagi o ewolucji morfologicznej pojezierza Mazurskiego.— Biul. Inst. geol., 1952. № 65.
Körnke B. Letztglazialer Eisabbau und Flussgeschichte im nördlichen Ostpreussen und seinen Nachbargebieten.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1930, Bd. 82.
Kraus E. Der Abschmelzungsmechanismus des Jungdiluvialen Eises im Gebiet des ostpreussischen Mauersees.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst. Berlin, 1924, Bd. XLIV.
Kraus E. Geologischer Führer durch Ostpreussen. Teil 1 und 2, 1924/1925.
Kraus E. Die Quartärtektonik Ostpreussens.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst. Berlin Jahr 1924, 1925, Bd. XLV.
Krause P.-G. Über Erdmoränen im westlichen Samlande.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst. Berlin, Jahr 1904, 1905, Bd. XXV.
Masuhr E. Glacialgeologie und Oberflächengestaltung der Landschaft des Stablacks in Ostpreussen.— Geol. Arch., 1923, Bd. I, H. 6.
Meyer E. Die Störungen im nordwestlichen Samlande, auf Blatt Gross — Dirschkeim.— Jarb. Preuss. geol. Landesanst. Berlin, Jahr. 1914, 1916, Bd. XXXV. Teil II.
Meyer E. Über Staubecken und Decktonbildung in der weiteren Umgebung von Königsberg in Preussen.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst. Berlin, Jahr 1916, 1919, Bd. XXXVII. Teil II.
Pachuski Cz. O przebiegu moren czołowych ostatniego zlodowacenia północno-wschodniej Polski i terenów sąsiednich.— Biul. Inst. geol., 1952, 65.
Tornquist A. Geologie von Ostpreussen. 1910.
Vaitiekunas P. Lietuvos TSR kvartero (antropogeno) substrato paviršius, jo struktura ir jtaka pleistoceno dangos pasiskirstymui.— Geografinis metrastis, 1959, II t.
Wahnschaffe-Schucht F. Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 4. Aufl., 1921.
Woldstedt P. Uber Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst. Berlin, Jahr 1931. 1932, Bd. XXXI.
Woldstedt P. Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. 1935.
Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Bd. II, 1958.

ВЛИЯНИЕ ПОДЛЕДНИКОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ПРОЦЕССЫ ДЕГЛЯЦИАЦИИ И ЛЕДНИКОВОГО МОРФОГЕНЕЗА

И. Я. ДАНИЛАНС

В процессе деградации ледникового покрова возникают разнообразные формы ледникового рельефа и их сочетания. Распределение по площади комплексов ледниковых форм рельефа различного таксономического порядка, вплоть до крупных холмистых возвышенностей и обширных плоских равнин, разумеется, не случайно.

Основным ведущим фактором, обусловливающим возникновение на конкретной территории того или иного комплекса ледниковых форм рельефа, является характер доледникового ложа: гипсометрическое положение отдельных его участков, величина относительных превышений и степень расчлененности подледниковой поверхности, направление и величина уклонов, а также ориентировка удлиненных форм рельефа ложа относительно направления движения ледника.

Как известно, скорости движения льда в краевой части ледникового покрова зависят от ряда факторов. Некоторые из них, например интен-

сивность питания ледникового покрова, температура льда и ее изменение с глубиной, являются общими для крупных участков ледника. Другие же факторы, например характер и уклоны ледникового ложа, сугубо локальны и нередко значительно и многократно меняются на небольшом расстоянии. При этом различия степени активности отдельных участков ледникового покрова, особенно расположение выводных потоков и разобщающих их зон малоактивного или мертвого льда на тех или иных участках краевых частей ледниковых покровов, могут быть объяснены не общими, а исключительно частными факторами и прежде всего особенностями подледникового рельефа конкретного района.

Наибольшие скорости движения льда характерны для участков ледникового покрова, приуроченных к понижениям подледниковой поверхности или имеющих большие наклоны ложа в направлении движения ледника. В районах относительно более высокого расположения подледникового ложа происходит значительное торможение ледника, которое особенно усиливается при уменьшении мощности ледникового покрова, при этом возникает большое количество трещин. Раздробленность льда, как и предшествующее этому торможение ледника, создает благоприятные условия для усиления процессов аккумуляции транспортируемого ледником обломочного материала. Причем аккумуляция обломочного материала весьма неравномерна по площади: она сосредоточена преимущественно в трещинах и пустотах льда, которые быстро заполняются как осадками, приносимыми талыми водами, так и материалом, попадающим снизу в результате вдавливания из-под ледяных глыб вследствие резких различий давления в основании ледника. Таким образом, сильная трещиноватость льда приводит к образованию холмистого рельефа, который и является характернейшим морфологическим элементом возвышенностей.

Трещиноватость льда способствует быстрому омертвлению участков ледникового покрова на поднятиях подледникового ложа. Эти участки становятся своего рода ледоразделами и обусловливают возникновение динамически хорошо обособленных ледниковых потоков в виде лопастей, приуроченных к районам низкого расположения субчетвертичной поверхности. Впоследствии эти лопасти приобретают отчетливые очертания в плане; они наиболее чувствительны к различного рода изменениям динамического состояния краевой части ледникового покрова. Одновременный процесс омертвления отдельных участков ледникового покрова и формирования ледниковых лопастей нередко приводит к значительной перестройке динамического плана многих участков краевой части ледника, который максимально приближается к рельефу подледникового ложа. Возникающие в ряде мест новые направления движения льда могут весьма значительно отличаться от прежних.

Перестройка динамического плана краевой части ледникового покрова под влиянием особенностей подледникового ложа вызывает формирование новых участков и зон повышенной трещиноватости льда, которые возникают на стыках участков омертвевшего и активного льда, а также в зонах контактов ледниковых потоков различной активности. При этом непосредственное влияние подледникового ложа тех участков, где формируются подобные зоны сильно трещиноватого льда и впоследствии холмистого рельефа, может быть весьма незначительным или даже совсем отсутствовать. Расположение этих зон определяется прежде всего особенностями подледниковой поверхности прилегающих участков территории, которые обусловливают перестройку динамического плана ледникового покрова соответствующего района. Этим и объясняется иногда наблюдающееся несоответствие ледникового рельефа характеру субчетвертичной поверхности, особенно расположение отдельных холмистых возвышенностей в районах, где не было сколько-нибудь существенных неровностей подледникового ложа.

Сложно оценить влияние отдельных форм рельефа подледникового ложа на процесс дегляциации и морфогенеза, особенно в районах возвышенностей, где морфогенетическое значение отдельно взятых мезоформ субчетвертичной поверхности затушевывается общей сильной трещиноватостью льда на этой территории. Несколько иначе обстоит дело в районах распространения преимущественно монолитного льда, приуроченного к мало расчлененным участкам относительно низкого гипсометрического положения подледникового ложа. Здесь морфогенетическая роль некоторых мезоформ подледникового ложа (например, долинообразных форм и уступов) нередко проявляется достаточно отчетливо; при этом большое значение имеют не только размеры и глубина, но и в значительной степени ориентировки этих форм по отношению направления движения ледника на данном участке. На последних этапах дегляциации, когда сплошной ледниковый покров сохраняется только в виде сравнительно маломощных лопастей, занимающих наиболее низкие участки территории, мезоформы субчетвертичной поверхности в значительной степени обусловливают морфологические особенности равнин гляциальной аккумуляции, формирующиеся этими ледниковыми лопастями. Так, места расположения уступов, как и прочих неровностей субчетвертичной поверхности, имеющих локальный характер, нередко маркируются в ледниковом рельефе в виде друмлинов, отдельных групп или полос холмистых аккумулятивных форм.

Довольно широко развитые долинообразные формы субчетвертичной поверхности также во многих случаях достаточно отчетливо отражаются в ледниковом рельефе. Господствующее представление о чисто эрозионном происхождении указанных долинообразных форм по ряду соображений кажется мало обоснованным. Роль ледниковой экзарации в их формировании должна была быть значительной, хотя пока ее трудно определить количественно.

Долинообразные формы или их участки, которые ориентированы преимущественно перпендикулярно движению льда, чаще всего, по крайней мере в ряде районов, полностью или почти полностью погребены комплексом ледниковых отложений. Нередко в них встречаются оторженцы. Заполнение этих долинообразных форм, очевидно, происходило в основном еще в период, предшествующий фазе общей дегляциации данного района.

Более отчетливо обычно выражены в рельефе те долинообразные формы, которые по простиранию близки к направлению движения льда. Это, по-видимому, объясняется менее значительной аккумуляцией обломочного материала, транспортируемого ледниковыми потоками, направляющимися по этим формам, в связи с тем, что здесь нет крупных препятствий, вызывающих торможение льда и повышенную аккумуляцию материала. Там, где мощность льда в пределах указанных форм была повышенной, во время дегляциации оставались крупные глыбы льда, вытаивание которых продолжалось еще довольно длительное время после исчезновения ледникового покрова на окружающей территории. Наличие крупных глыб льда в значительной степени препятствовало заполнению этих участков водно-ледниковыми отложениями на заключительном этапе дегляциации территории и, следовательно, обусловило хорошее отражение их в ледниковом рельефе.

Морфология долинообразных форм довольно разнообразна, но по особенностям строения и плановому положению они довольно близко соответствуют аналогичным современным формам рельефа. Некоторые из них служили ложбинами стока талых ледниковых вод, другие же не имеют следов сколько-нибудь значительного эрозионного преобразования [1].

---

[1] Последние нами было предложено назвать сенлеями («Вопросы четвертичной геологии», вып. 4. Рига, 1969).

Вдоль бортов последних нередко прослеживается мощная толща водноледниковых отложений (местами перекрытая маломощной мореной), которая накопилась в трещинах, возникших вследствие резких перепадов подледникового ложа. Морфологическим выражением в рельефе долинообразных форм субчетвертичной поверхности в ряде случаев служит также субгляциальная рытвина.

Специфические особенности субчетвертичной поверхности отдельных районов в сочетании с некоторыми зональными и региональными различиями условий дегляциации и аккумуляции транспортируемого ледником материала, например уменьшением средней мощности ледниковых отложений по мере приближения к районам центральной части бывшего ледникового щита, различной степенью обводненности ледникового края, обусловливают довольно большое разнообразие разновидностей дегляциации и аккумуляции и соответственно типов ледникового рельефа.

Влияние подледникового ложа на ход дегляциации и особенности ледникового морфогенеза часто недооценивается, в то же время значение климатических условий нередко переоценивается. Сравнительно кратковременные потепления и похолодания в эпоху исчезновения последнего оледенения из-за огромных размеров и инерции ледникового покрова не в состоянии изменить динамический потенциал ледника в такой мере, которая могла бы обусловить перемещения края льда на многие сотни и даже тысячи километров, как это часто предполагается при выделении многочисленных стадий и межстадиалов последнего оледенения. Изменения климата во время деградации последнего оледенения представляли собой в основном лишь фон дегляциации, определяющей скорость протекания этого процесса и темпы освобождения территории из-под ледника.

Влияние изменений климатических условий на формирование конкретных особенностей ледникового рельефа и специфику отступания края льда на том или ином участке ледникового покрова в значительной степени ограничено. Отдельные, большей частью локальные, надвигания края ледника, которые могли быть вызваны изменениями климата, в то же время контролировались особенностями подледникового ложа и могли проявляться только на отдельных конкретных участках при наличии соответствующих уклонов и при отсутствии значительной расчлененности ложа. Подобные продвижения отдельных ледниковых лопастей, следы которых установлены на ряде равнин, измерялись нередко несколькими десятками километров. Амплитуда таких надвиганий и, следовательно, расположение максимального рубежа их продвижения обусловлены, как уже указывалось, прежде всего характером подледниковой поверхности.

Морфологическим выражением края подобных наступающих лопастей являются отдельные краевые формы или их сочетания, а не крупные холмистые возвышенности, т. е. морфогенетические комплексы явно не первого порядка. Одновременно нельзя не отметить вероятность продвижения отдельных ледниковых языков исключительно за счет перестройки динамического плана краевой части ледникового покрова, без всяких климатических изменений.

В свете изложенного становится ясным, что определение расположения края ледника и условий дегляциации требует тщательного учета особенностей подледниковой поверхности территории. Только анализ соотношений субчетвертичной поверхности и наблюдаемого рельефа может в полной мере вскрыть те условия и причины, которые обусловили формирование на данном участке тех или иных форм рельефа и отдельных их сочетаний, а также правильно оценить палеогеографические условия их возникновения.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КАМОВ КУРЗЕМСКОЙ И ЛАТГАЛЬСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

З. В. МЕЙРОНС

В настоящем сообщении излагаются полученные за последнее время результаты изучения камов на Северо- и Восточно-Курземской, а также Латгальской возвышенностях. Разумеется, нет возможности приводить все имеющиеся материалы, поэтому остановимся лишь на некоторых особенностях строения и условий образования камов данной территории.

Отложения флювиокамов представлены обычно галечником, песчано-гравийным и гравийно-галечным материалом, гравием и разнозернистыми песками. В горизонтах, где преобладает грубообломочный материал, слоистость обусловлена чередованием слоев крупного и более мелкого галечника, наличием маломощных линз и прослоев гравия и гравелистого песка. Прослои и линзы крупного галечника обычно отсортированы хуже, чем более мелкого; иногда они почти целиком состоят из галек, составляющих до 80—95% объема породы. Кроме того, встречаются прослои валунно-галечного, реже галечно-валунного материала. В некоторых случаях отмечается расщепление линз и прослоев галечника на ряд клиньев (рис. 1).

Гравийно-песчаные и гравийные отложения характеризуются преимущественно четко выраженной косой слоистостью. Отмечается и наличие горизонтальнослоистых и очень пологокосослоистых прослоев. Мощность косослоистых серий, сравнительно быстро выклинивающихся на коротких расстояниях (в пределах 1—15 *м*), обычно колеблется от 5 до 40 *см*, реже до 60 *см*. Границы серии прямолинейны или изогнуты. Серии сравнительно редко параллельные, чаще непараллельные, слабо и сильно срезанные. Наблюдается как разнонаправленность (рис. 2), так и однонаправленность косых слойков в смежных сериях. Косые слойки, преобладающий угол наклона которых 15—30°, в большей своей части прямолинейно-параллельные или слабо выполаживаются к основанию серии, несогласно срезаясь и перекрываясь лежащими выше сериями. Изредка они плавно изгибаются книзу и кверху и переходят в тонкие горизонтальные слойки.

В некоторых случаях по темным слойкам косой, реже горизонтальной слоистости наблюдаются концентрации тяжелых минералов (рудных, гранатов и др.) в виде штрихов или сплошных слойков — полос. Выход тяжелой фракции в них достигает 50—58%.

Часто заметна ритмическая сортировка материала. Обычно нижняя часть косых серий сложена более грубым материалом; однако он может быть приурочен также к их верхней или средней частям, притом даже в пределах одной серии по отдельным пачкам слойков. Подобная сортировка иногда наблюдается и в слоях.

В толще камовых отложений выделяются также прослои и линзы алевритов, мелко- и тонкозернистых песков мощностью от 0,1 до 2 *м*. В некоторых камах взаимно переслаивающиеся песчаные и алевритовые отложения с мелкой косой, косоволнистой, местами тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью встречаются в виде отдельных горизонтов мощностью до 4—6 *м*. В них рассеяны линзы более грубого материала (гравия и гравелистых песков с галькой) небольшой протяженности, имеющие мощность до 5—20 *см*.

Иногда внутри отдельных мощных слоев или пачек слоев по простиранию, примерно перпендикулярно к направлению течения, можно проследить сравнительно постепенный переход от гравия, гравелистых песков до тонкозернистых песков и даже алевритов. Соответственно с

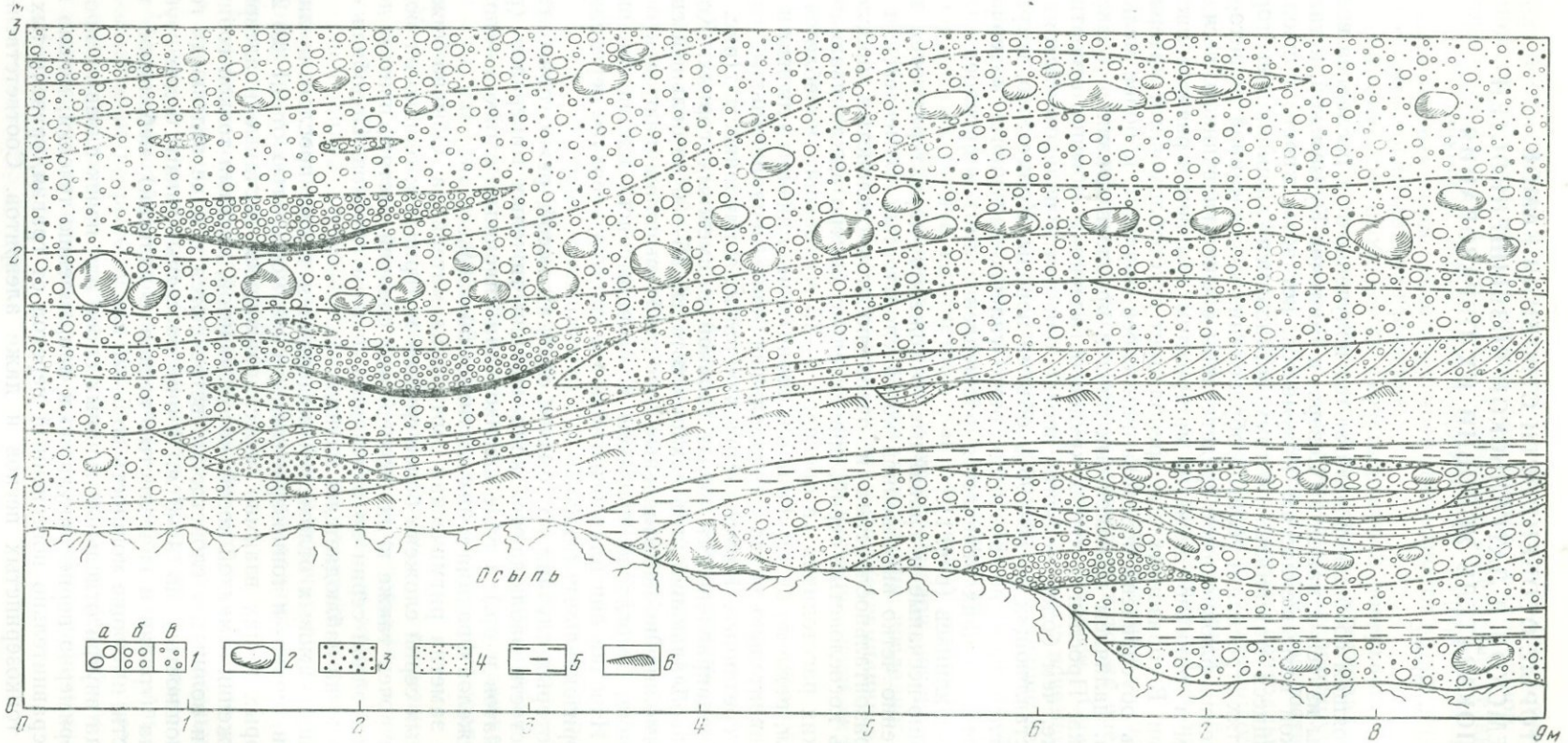


Рис. 1. Разрез кама у хут. Виллас, Северо-Курземская возвышенность

1 — галька: *а* — крупная, *б* — средняя, *в* — мелкая; *2* — валуны; *3* — гравий; *4* — песок; *5* — алеврит; *6* — слоистость ряби течения

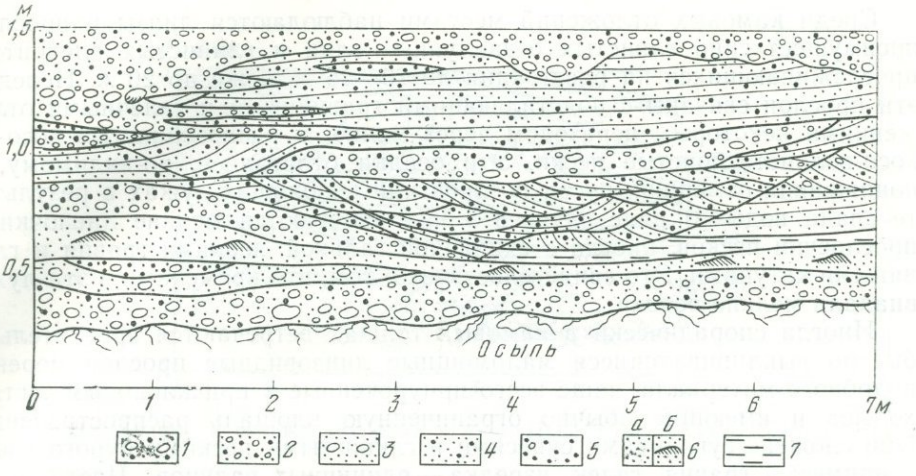


Рис. 2. Характер слоистости камовых отложений у н. п. Лыбаги. Северо-Курземская возвышенность

1 — галечник мелкий с примесью средней гальки; *2* — галечник мелкий с гравием; *3* — песок с галькой; *4* — песок гравелистый; *5* — гравий с галькой; *6* — песок: *а* — мелкозернистый, *б* — тонкозернистый со слоистостью ряби течения; *7* — алеврит

этим наблюдается постепенное уменьшение мощности косослоистых серий и появление в тонкозернистых отложениях преимущественно косоволнистой слоистости.

Изредка обнаруживаются отдельные небольшие эрозионные врезы глубиной до 0,5—0,7 *м*, выполненные гравийно-песчаным и галечным материалом. Характерна приуроченность более грубого материала к центральной части вреза, свидетельствующая о резком падении скорости от центра бывшего потока к его краям.

Все вышеупомянутые особенности текстур и условий залегания камовых отложений показывают, что образование их происходило в основном в стремительных турбулентных потоках. Изменчивость размеров косых серий и различия слагающего их материала, сложное чередование прослоев разной крупности и характер их взаимных переходов свидетельствуют о частых изменениях скорости течения, зависящей, очевидно, как от колебаний интенсивности таяния ледника, так и от миграции потоков. Наличие последней подтверждается также появлением серий с различным, иногда даже противоположным наклоном косых слойков в разных слоях.

Образование гравийно-галечного материала, по-видимому, связано с руслами исключительно бурно текущих потоков талых вод. Накопление песчаных и алевритовых отложений со слоистостью ряби течений осуществлялось, по всей вероятности, в спокойных, очень медленно текущих водах на более мелководных участках русел при ослаблении силы потока, а также в периоды интенсивного таяния льда, когда отдельные бурные потоки выходили из русел и образовывали обширный водный покров небольшой глубины. При этом местами, видимо, формировалась целая сеть мелких блуждающих, кратковременных протоков и ручьев, что подтверждается сравнительно широким площадным распространением отдельных горизонтов тонкозернистых отложений и появлением среди них линз грубого материала.

Присутствие большого количества валунов, включенных в песчано-галечный материал отдельных слоев, и незначительное развитие размывов в осадочных толщах камов связаны с перегруженностью потоков грубообломочным материалом. Это, в свою очередь, способствовало миграции и разветвлению русел потоков.

Среди камовых отложений местами наблюдаются линзы и прослои преимущественно слоистых безвалунных глин и глинистых алевритов, прослеживающихся на расстоянии до 10—15 *м*, реже до 20 *м*. Нередко эти прослои связаны с подстилающими гравийными и галечными отложениями некоторым переходом через мелко- и разнозернистые косо- и косо-волнистослоистые пески. Эти осадки отлагались, по-видимому, в понижениях отмерших русел потоков или небольших лужах в результате спада воды. В ряде случаев в них отмечаются мелкие линзочки и прослоечки песков, иногда с единичной галькой, зернами гравия и глиняными катунами. Это свидетельствует о том, что временами в эти лужи впадали мелкие потоки.

Иногда спорадически в камовых толщах встречаются сравнительно быстро выклинивающиеся маломощные линзовидные прослои мореноподобного материала, чаще всего приуроченные к присклоновым частям холмов и имеющие обычно ограниченную площадь распространения. Они сложены суглинками, супесями и глинистыми песками бурого цвета с примесью гравия, галек, изредка — единичных валунов. Часто среди них появляются линзы и прослоечки песков различной крупности и мелкого гравия, очень редко — алевритов и глин. В одном случае обнаружены даже тонкие прерывистые прожилки белых кварцевых песков из подстилающих девонских пород.

Судя по указанным текстурным особенностям и условиям залегания, формирование мореноподобных прослоев связано с грязевыми потоками, неоднократно спускавшимися в ледниковые трещины и абляционные понижения, в которых происходило образование отложений камов. Причиной возникновения грязевых потоков, очевидно, было очень интенсивное таяние ледника, обусловившее перенасыщенность вытаявшего моренного материала талыми водами и его большую подвижность. Этому немало способствовало также и то, что вытаявшая морена подстилалась скользкой ледяной поверхностью. Иногда могло происходить превращение водных потоков в грязевые за счет интенсивного размыва и переотложения моренного материала.

Для отложений камов характерны нарушения первичной слоистости — сбросы с амплитудой до 1 *м*, взбросы, просадки, складки (рис. 3, 4), завороты косослоистых серий, флексурообразные изгибы, а также отдельные блоки отложений с наголову поставленными слоями. В некоторых блоках отмечается падение слоев как внутрь холма, так и в сторону его внешних частей. Локальный характер их распространения, приуроченность преимущественно к присклоновым частям холмов позволяют предполагать, что образование этих деформаций связано главным образом с оседанием и некоторым оползанием камовых отложений при исчезновении ледяной подстилки и стен. Конкретные формы нарушений, видимо, определялись и различной интенсивностью таяния льда на разных участках и неровностями подстилавшего его субстрата. При этом местами под давлением вышележащих отложений создавались благоприятные условия для смятия отдельных слоев в неправильные складки, а также для формирования небольших деформаций типа взбросов и надвигов.

У пос. Тучи на Латгальской возвышенности в основании некоторых продолговатых камов, в центральной их части вдоль длинной оси холма, вскрыт узкий, слабо извилистый вал плотной морены, пересекающийся с подобными образованиями рядом расположенных камов. Эти моренные валы, в настоящее время перекрытые сильно нарушенной толщей камовых отложений, могли быть образованы путем впрессования моренного материала в перекрещивающиеся донные трещины льда под влиянием вертикального давления.

В окрестностях пос. Тучи в верхней части песчано-гравийной толщи кама также обнаружены грунтовые жилы высотой около 4 *м* (рис. 5),

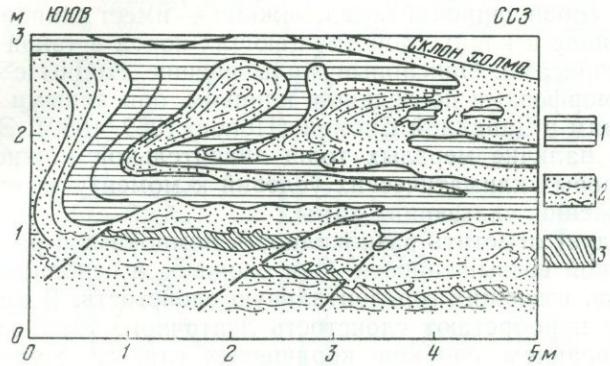


Рис. 3. Дислокации в отложениях кама у н. п. Пуре, Северо-Курземская возвышенность

1 — глина безвалунная; *2* — песок; *3* — песок алевритистый

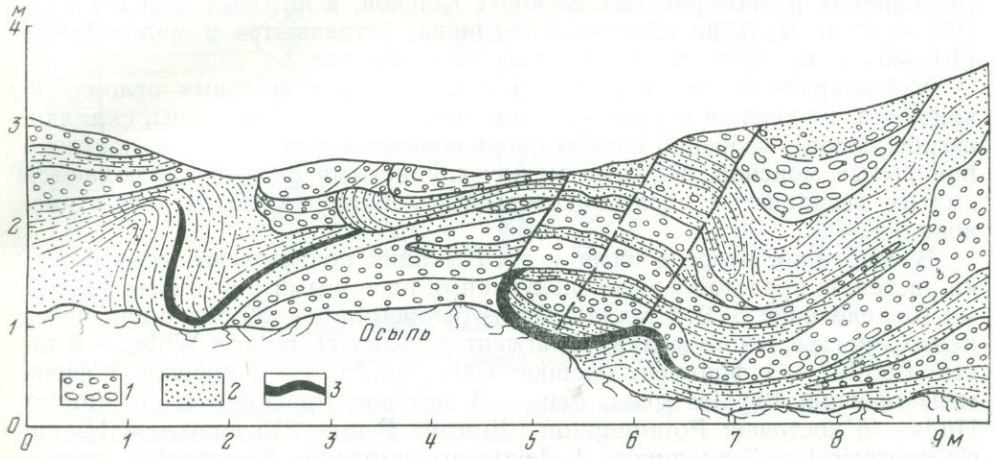


Рис. 4. Поперечный разрез через термокарстовую ложбину у н. п. Лыбаги, Северо-Курземская возвышенность

1 — галечник; *2* — песок; *3* — алеврит, супесь

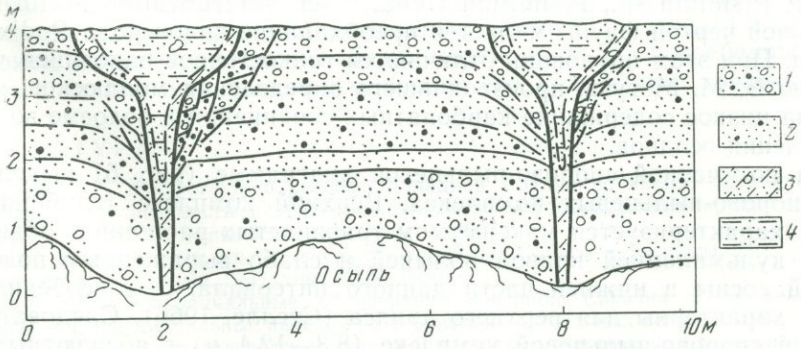


Рис. 5. Грунтовые жилы в карьере пос. Тучи, Латгальская возвышенность

1 — гравий с галькой; *2* — песок гравелистый; *3* — песок глинистый с галькой; *4* — песок алевритистый

характеризующиеся двухъярусным строением. Верхняя часть жилы представляет собой широкий котел, нижняя — имеет клинообразную форму. Прилегающие к клину слои вмещающих пород в узкой полосе нарушены микросбросами. Описанные жилы внешне сходны с так называемыми псевдоморфозами по ледяным клиньям, описанными в литературе по наблюдениям в Западной Сибири (Попов, 1959, 1960). Это позволяет предполагать наличие мерзлых толщ значительной мощности и существование суровых климатических условий к моменту завершения образования отложений, слагающих камы.

Особо следует отметить разновидность лимнокамов, развитых на Северо-Курземской возвышенности. Они сложены в основном толщей безвалунных глин, имеющих горизонтальную слоистость. В некоторых слоях отложения приобретают слоистость ленточного типа, характеризующуюся чередованием слойков коричневых глин и желтых тонко- и мелкозернистых слюдистых песков, реже — алевритов. На склонах холмов отложения некоторых пластов представлены горизонтальным чередованием слойков безвалунных глин, суглинков, супесей, песков различной крупности, иногда с примесью гравия. В отдельных частях разреза глинистой толщи располагаются прослои и линзы мелкозернистых или гравелистых разнозернистых песков с галькой, в которых нередко присутствуют и окатыши валунного суглинка; встречаются и маломощные (10—30 *см*) прослои валунных супесей и суглинков.

Характерной чертой строения толщи лимногляциальных отложений являются нарушения первичного залегания (сбросы, флексуры, складки, изгибы слоев), особенно сильно проявляющиеся близ склонов, частично прикрытых мореной. Местами между глинистыми слоями наблюдаются смятые песчанистые слои, в которых не обнаруживаются следы дислокаций.

В основании разреза кама у оз. Лыкайни обнаружены макроостатки растений, представленные следующими наземными и водными формами (определение В. Я. Стелле): Dryas octopetala L.— 80 более или менее целых листьев, много мелких фрагментов; Salix cf. polaris Whbg.— 3 листа; Betula? — 1 фрагмент орешка; Carex sp.$_1$ sp.$_2$ — 2 орешка, 1 фрагмент орешка; Bryales gen.$_1$, gen.$_2$ — 3 веточки; Sparganium cf. simplex Huds.— 6 косточек; Potamogeton filiformis Pers.— 915 косточек; Hippuris vulgaris L.— 7 плодиков, 1 фрагмент плодика; Ranunculus aquatilis L.— 1160 плодиков; неопределенных семян — 3.

Из фаунистических остатков по всему разрезу найдены створки остракод, остатки хитиновых оболочек насекомых, а также раковины моллюсков. Последние представлены следующими видами: Radix pereger (Müller), R. auricularia (L.), Valvata piscinalis (Müller), V. cristata Müller, Pisidium sp., P. milium Held., P. cf. subtruncatum Malm. Отличительной чертой фауны является преобладание видов рода Radix и Pisidium. При этом прудовики отличаются тонкостенной раковиной, что, по мнению В. М. Мотуза, производившего определения моллюсков, указывает на низкое содержание карбонатных соединений в водоеме во время накопления осадков.

На полученной спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 6) выделяются два спорово-пыльцевых комплекса. Верхний комплекс (глубина 2,5—8,3 *м*) характеризуется максимумом травянистых растений в общем составе, кульминацией кривой полыней и слабо выраженным подъемом кривой сосны в нижней части данного интервала. Эти особенности в целом характерны для верхнего дриаса (Стелле, 1966). Следовательно, нижний спорово-пыльцевой комплекс (8,3—12,4 *м*) с абсолютным преобладанием пыльцы сосны и незначительным содержанием пыльцы травянистых растений следует отнести к аллерёдскому времени. Такую интерпретацию не исключают новейшие данные о динамике отступания ледника, который из этого района Северо-Курземской возвышенности

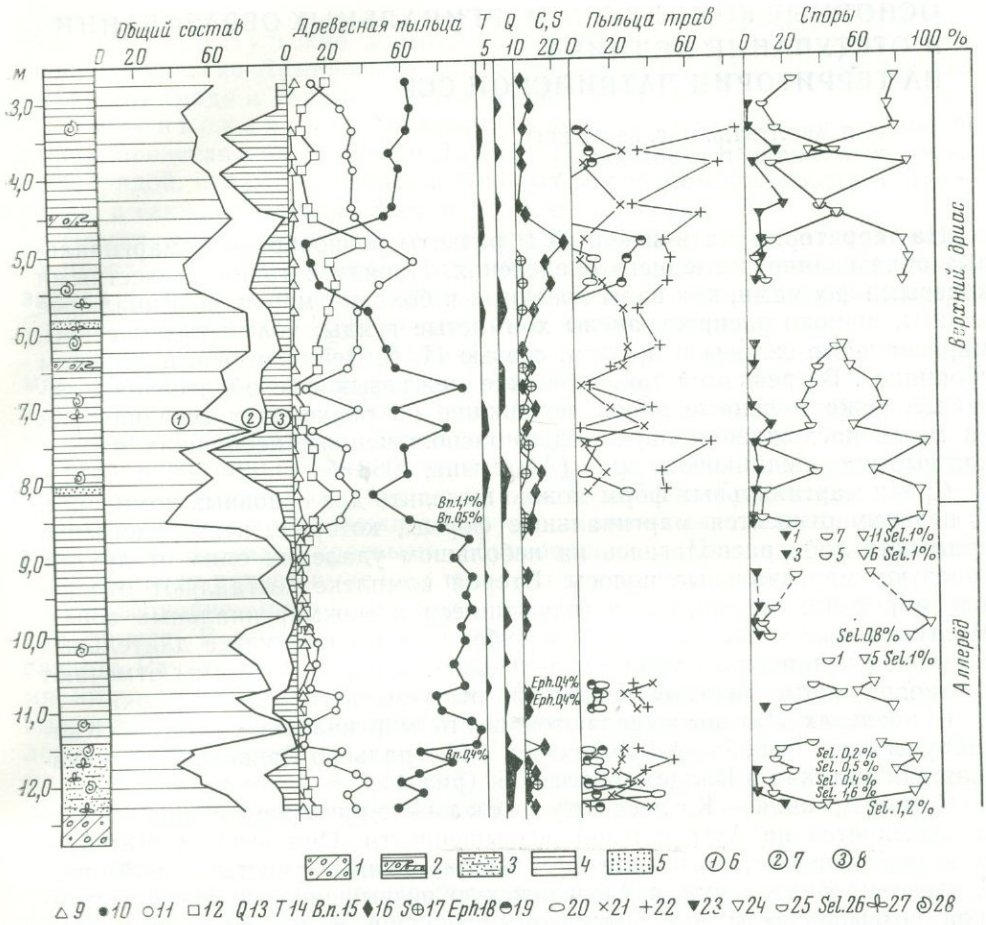


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений кама у оз. Лыкайни, Северо-Курземская возвышенность (анализ В. Озолинь)

1 — морена; *2* — прослои валунных суглинков и супесей; *3* — песок алевритистый; *4* — глина; *5* — песок; *6* — пыльца древесных пород; *7* — пыльца трав; *8* — споры; *9* — Picea; *10* — Pinus; *11* — Betula; ***12* — Alnus;** *13* — Quercus; *14* — **Tilia;** *15* — Betula nana; *16* — Corylus; *17* — Salix; ***18* — Ephedra;** *19* — Gramineae; *20* — Cyperaceae; *21* — Chenopodiaceae; *22* — Artemisia; *23* — Sphagnum; *24* — Bryales; *25* — Polypodiaceae; *26* — Selaginella selaginoides; *27* — остатки растений; *28* — створки моллюсков

отступал во время бёллинга — среднего дриаса (Вейнбергс, 1968) [1].

Формирование отложений описанных камов происходило в довольно глубоком водоеме между глыбами мертвого льда, погребенными под мощным чехлом морены, замедляющим его дальнейшее таяние.

ЛИТЕРАТУРА

Вейнбергс И. Г. Морфогенезис рельефа Западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов. (Автореф. канд. дисс.). Вильнюсский гос. ун-т, 1968.

Попов А. И. Грунтовые жилы на севере Западной Сибири.— Вопросы физ. географии полярных стран, вып. 2. Изд-во МГУ, 1959.

Попов А. И. Перигляциальные образования северной Евразии и их генетические типы.— Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.

Стелле В. Я. Характер аллерёдских спорово-пыльцевых комплексов на территории Латвии.— Палинология в геологических исследованиях Прибалтики. Рига, 1966.

[1] Геоморфологическое положение разреза полностью не исключает и более древний возраст описанных отложений, поэтому отмеченная датировка, основанная на палинологических данных, до определения абсолютного возраста имеет предварительный характер.

ОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ МАРГИНАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ОТСТУПАНИЕ ЛЕДНИКА НА ТЕРРИТОРИИ ЛАТВИЙСКОЙ ССР

О. П. АБОЛТЫНЬ, И. Г. ВЕЙНБЕРГС,
В. Я. СТЕЛЛЕ, Г. Я. ЭБЕРХАРД

На территории Латвийской ССР развиты разнообразные маргинальные образования последнего оледенения. Наряду с такими известными краевыми формами, как валы конечных и боковых морен, маргинальные дельты, широко распространены холмистые гряды, холмистые массивы, маргинальные склоны и др. (см. статью И. Г. Вейнбергса в настоящем сборнике). Встречаются также мелкие межъязыковые образования: камовые, реже моренные плато, возникшие на стыке двух соседних или на месте расхождения двух рядом расположенных небольших языков или выступов ледникового края (Аболтынь, 1963).

Среди маргинальных форм можно выделить два основных комплекса. К первому относятся маргинальные формы, которые, непосредственно примыкая либо располагаясь на небольшом удалении одна от другой, образуют маргинальные полосы. Второй комплекс составляют отдельные маргинальные формы, встречающиеся в межмаргинальных зонах. Маргинальные полосы фиксируют рубежи более или менее длительных остановок ледникового края, а отдельные маргинальные формы отмечают кратковременные местные остановки отступающего края ледника.

В пределах Латвии выделяются шесть маргинальных полос — Калдабруньская, Вайнёдско-Гулбенская, Пампальско-Ранкская, Линкувская, Плиеньская и Валдемарпилсская (рис. 1).

Самая древняя — К а л д а б р у н ь с к а я — маргинальная полоса четко выделяется на Аугшземской возвышенности. Она огибает Латгальскую возвышенность и в виде двух изолированных участков окаймляет Центрально-Видземскую и Алуксненскую возвышенности. На Аугшземской возвышенности эта полоса представлена в основном крупными холмистыми грядами, на Центрально-Видземской и Алуксненской возвышенностях — маргинальными склонами и холмистыми грядами, а на Латгальской возвышенности — преимущественно маргинальными склонами.

В а й н ё д с к о - Г у л б е н с к а я маргинальная полоса в основном прослеживается в восточной части республики. Характерными формами для нее являются: Мадонско-Трепская гряда, Шкаунский, Гулбенский и Селийский валы. На некоторых участках в пределах Центрально-Видземской и Алуксненской возвышенностей эта маргинальная полоса сливается с предыдущей — Калдабруньской. В Западной Латвии выделяются два небольших участка маргинальной полосы: на юго-западной части Восточно-Курземской возвышенности и Вайнёдском поднятии Западно-Курземской возвышенности. На Восточно-Курземской возвышенности эта полоса представлена валами конечных морен и холмистыми грядами Шкедско-Лиелауцского узла краевых образований. Вайнёдское поднятие окаймляется в основном маргинальными склонами.

П а м п а л ь с к о - Р а н к с к а я маргинальная полоса развита в Центральной и Западной Латвии. Она огибает с запада и севера Центрально-Видземскую и Алуксненскую возвышенности, а также со всех сторон окаймляет наиболее высокие части Восточно-Курземской и Западно-Курземской возвышенностей. Самыми выразительными формами маргинальной полосы являются: гряда Картужи, конечная морена Розес — Ревели и Пампальская гряда.

Наиболее четко выражена Л и н к у в с к а я маргинальная полоса. Она почти непрерывно прослеживается в пределах Центральной и За-

падной Латвии. В эту полосу входят: Аумейстерские холмистые гряды, Райскумско-Даугульский холмистый массив, Линкувская конечная морена, Раудасско-Ламиньская холмистая гряда, Эдольско-Падурская холмистая гряда и Тадайкский вал боковой морены.

Плиеньская маргинальная полоса развита севернее Линкувской и представлена Эргемско-Дакстатской грядой, Бириньско-Видрижской грядой, валами конечных и боковых морен между Аллажи и Лиелварде, а также Плиеньско-Зентенской холмистой грядой.

Самая молодая — Валдемарпилсская — маргинальная полоса прослеживается с перерывами лишь западнее и восточнее Рижского залива. Она представлена конечными и боковыми моренами на участке Стайцеле — Скулте и Ивесско-Дартской холмистой грядой.

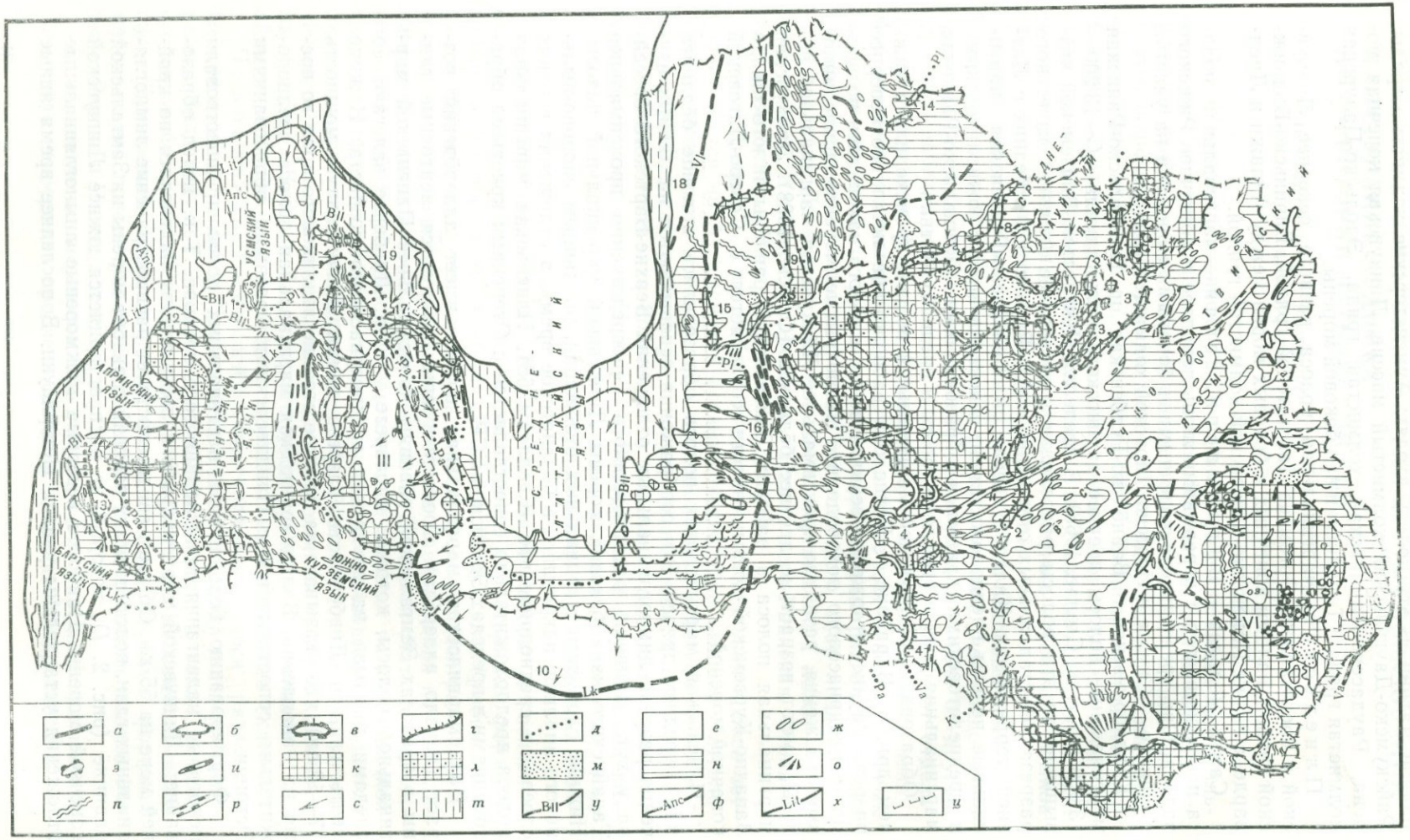
Калдабруньская, Вайнёдско-Гулбенская и Пампальско-Ранкская маргинальные полосы древнее раунисского межстадиала (~13 200—13 000 лет т. н., Стелле, 1968). В пределах Центрально-Видземской возвышенности эти полосы расположены дистальнее (южнее) известного разреза межстадиальных отложений на р. Раунис. На соседних с Латвией территориях Калдабруньская и Вайнёдско-Гулбенская маргинальные полосы предположительно сопоставляются с южнолитовскими и среднелитовскими краевыми образованиями. Пампальско-Ранкская маргинальная полоса выделена только в пределах Латвии.

Образование Линкувской маргинальной полосы происходило в нижнем дриасе. В районе г. Цесис она расположена несколько севернее разреза Раунис, отложения верхней части которого накопились во время нижнедриасового похолодания. Не покрытые мореной приледниковые отложения, развитые проксимальнее Линкувской маргинальной полосы, имеют возраст не древнее бёллинга (Стелле, 1968). Линкувская маргинальная полоса в районах Земгальской равнины и юго-запада Западно-Курземской возвышенности сочленяется с Северо-Литовской конечной мореной.

Плиеньская маргинальная полоса образовалась в конце бёллинга или в среднем дриасе. Эти соображения основываются на данных изучения разреза лимногляциальных отложений Верхне-Бартского бассейна у хут. Дривини, расположенного непосредственно проксимальнее Тадайкского вала боковой морены Линкувской маргинальной полосы. Нижние слои лимногляциальных отложений, по данным спорово-пыльцевого анализа, накопились в бёллингское время, а отложения верхних слоев — в среднедриасовое (Стелле, 1968). Плиеньская маргинальная полоса предположительно сопоставляется с Отепскими краевыми образованиями в пределах Эстонской ССР.

Валдемарпилсская маргинальная полоса имеет аллерёдский возраст (начало аллерёда). Соответствующе датируются ленточные глины в пределах Земгальской равнины проксимальнее Плиеньской маргинальной полосы, которые в разрезе у н. п. Ливберзе залегают со следами размыва на алевритах среднедриасового возраста. Нижние ленты глин в Ливберзском разрезе имеют значительную мощность (7—12 *см*), что указывает на близкое стояние ледникового края во время их накопления. Валдемарпилсская маргинальная полоса предположительно сопоставляется с Пандиверскими краевыми образованиями Эстонии.

Формированию большинства маргинальных полос предшествовали некоторые надвигания края ледникового покрова. Так, перед образованием Линкувской маргинальной полосы ледник надвигался по крайней мере на 55 *км*. Об этом свидетельствует распространение лимногляциальных глин, подстилающих верхний горизонт морены на Земгальской равнине (рис. 2, *I*), который не распространяется южнее Линкувской конечной морены. Наиболее северные межмореные лимногляциальные отложения установлены у н. п. Петерлауки. В последнее время явные


СРЕДНЕ-ЛАТВИЙСКИЙ
ГАЛИНДСКИЙ ЯЗЫК
УСМСКИЙ ЯЗЫК
АПРИНСКИЙ ЯЗЫК
ВЕНТСКИЙ ЯЗЫК
ЮЖНО-КУРЗЕМСКИЙ ЯЗЫК
БАЛТСКИЙ ЯЗЫК
оз.
а
б
в
г
д
е
ж
з
и
к
л
м
н
о
п
р
с
т
у
ф
х
ц

следы надвигания ледника перед образованием Линкувской маргинальной полосы установлены и в пределах Средне-Латвийской покатости. Здесь также под верхним горизонтом морены, сопряженным с валами боковых морен Линкувской маргинальной полосы, прослеживаются межморенные лимногляциальные отложения (рис. 2, *II*).

Надвигание ледникового края, предшествующее его стоянию на Валдемарпилсской маргинальной полосе, хорошо устанавливается по следам трансгрессии приледниковых бассейнов. Об этом свидетельствует размыв под ленточными глинами Земгальского бассейна в Ливберзском разрезе, а также наличие слоя погребенного торфа под алювием террасы долины р. Даугава недалеко от места ее слияния с береговой линией (высота 50—52 *м*) Земгальского бассейна. Мощные толщи глин и алевритов аллерёдского возраста заполняют глубокие врезы на дне Абавско-Слоценской и Дурбеско-Вартайской долин, возникшие во время отступания ледника после стояния его края на Плиеньской маргинальной полосе (Вейнбергс, 1968). Кроме того, почти на всем протяжении Валдемарпилсская маргинальная полоса разделяет моренные равнины с различной ориентировкой удлиненной гальки и валунов в верхнем горизонте морены этих равнин.

Резкие различия ориентировки удлиненных валунов наблюдаются также в верхних горизонтах морен равнин, расположенных с дистальной и проксимальной сторон Пампальско-Ранкской и Плиеньской маргинальных полос. В ряде районов маргинальные формы указанных полос под различными углами срезают друмлины, развитые с их дистальной стороны. Например, валы боковых морен Пампальско-Ранкской полосы срезают друмлины южнее г. Сабиле, а валы боковых морен Плиеньской полосы — поле друмлинов, развитое к югу от г. Мазсалаца.

Отдельные маргинальные формы развиты в основном в пределах Средне-Гауйской низменности и Средне-Латвийской покатости. На территории первой, между Пампальско-Ранкской и Линкувской маргинальными полосами, выделяется Веленская холмистая гряда, а между Линкувской и Плиеньской маргинальными полосами располагается Трикатский вал конечной морены. В пределах Средне-Латвийской покатости к югу от долины р. Гауя развита серия субмеридиональных валов боковых морен, которые распространены на равнине между Линкувской и

Рис. 1. Картосхема маргинальных форм рельефа Латвии

I — Западно-Курземская возвышенность; II — Северо-Курземская возвышенность; III — Восточно-Курземская возвышенность; IV — Центрально-Видземская возвышенность; V — Алуксненская возвышенность; VI — Латгальская возвышенность; VII — Аугшземская возвышенность.

1 — Шкаунский вал; 2 — Мадонско-Трепская гряда; 3 — холмистые гряды Гулбенского вала; 4 — холмистые гряды Селийского вала; 5 — валы боковых морен Шкедско-Лиелауцского узла маргинальных образований; 6 — холмистая гряда Картужи; 7 — Пампальская холмистая гряда; 8 — Аумейстерские холмистые гряды; 9 — Райскумско-Даугульский холмистый массив; 10 — Линкувский вал конечной морены; 11 — Раудасско-Ламиньская холмистая гряда; 12 — Эдольско-Падурская холмистая гряда; 13 — Тадайкский вал боковой морены; 14 — Эргемско-Дакстатская холмистая гряда; 15 — Бириньско-Видрижская гряда; 16 — Аллажско-Лиелвардские валы конечных и боковых морен; 17 — Плиеньско-Зентенская холмистая гряда; 18 — Стайцельско-Скултские валы конечных и боковых морен; 19 — Ивесско-Дартская холмистая гряда. Маргинальные полосы: Kţ — Калдабрунь-ская; Va — Вайнёдско-Гулбенская; Pa — Пампальско-Ранкская; Lk — Линкувская; Pl — Плиеньская; Vl — Валдемарпилсская.

а — валы конечных и боковых морен; *б* — холмистые гряды; *в* — холмистые массивы; *г* — маргинальные склоны; *д* — участки, где маргинальные полосы не выражены в рельефе; *е* — моренные равнины; *ж* — друмлины; *з* — платообразные возвышения («звонцы»); *и* — озы; *к* — моренно-холмистый рельеф; *л* — камовый рельеф; *м* — флювиогляциальные равнины; *н* — лимногляциальные равнины; *о* — дельты; *п* — субгляциальные ложбины; *р* — ложбины стока талых ледниковых вод; *с* — ориентировка удлиненных валунов в верхнем горизонте морены; *т* — абразионно-аккумулятивная равнина бассейнов ранних стадий Балтийского моря; *у* — береговая линия Балтийского ледникового озера стадии BII; *ф* — береговая линия анцилового озера; *х* — береговая линия литоринового моря; *ц* — участки, где древние береговые линии и коренные берега ложбин стока талых ледниковых вод не выражены в рельефе в связи с существованием глыб мертвого и погребенного льда

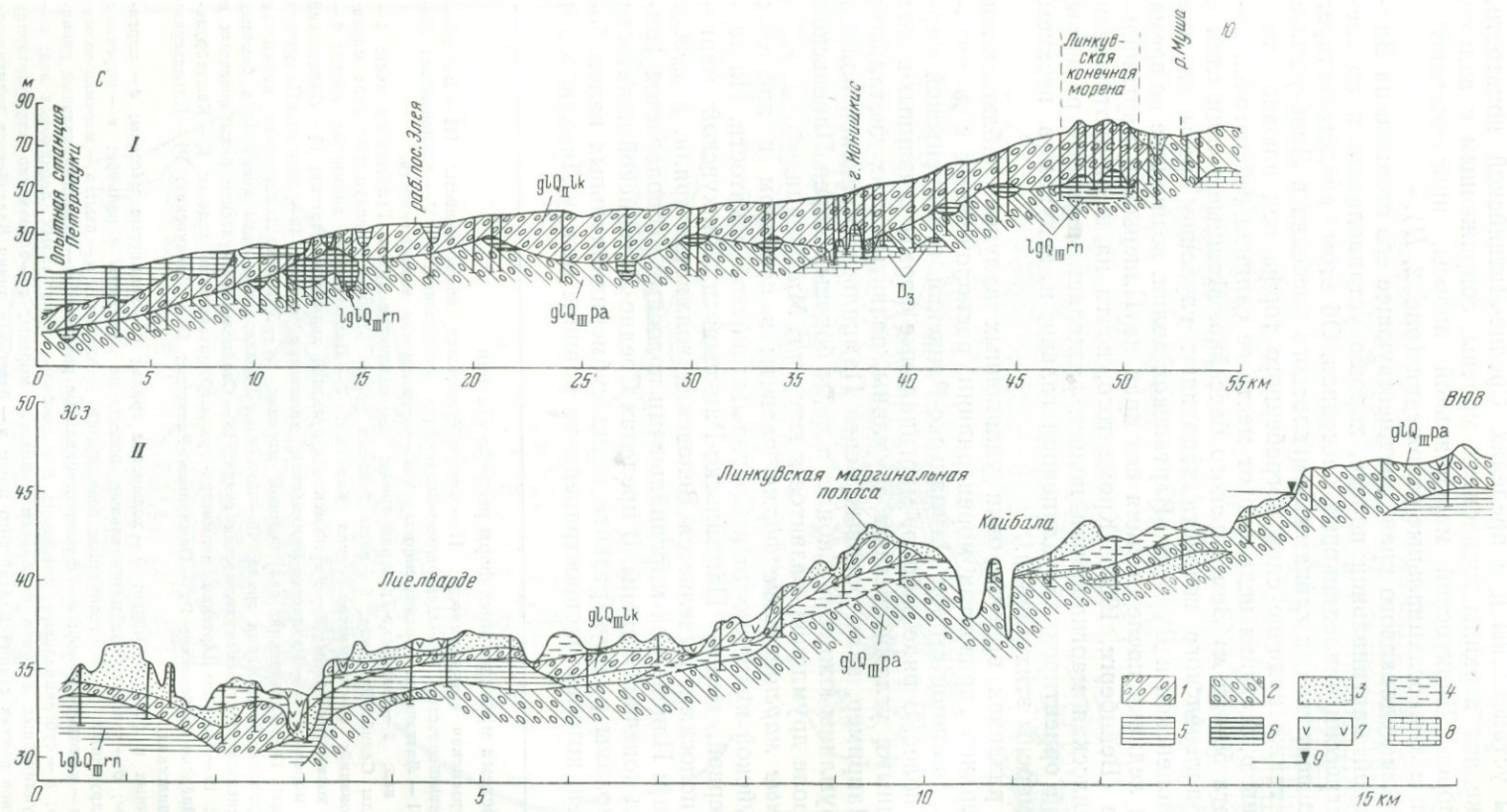


Рис. 2. Разрезы Земгальской равнины и Линкувской конечной морены (*I*) и Средне-Латвийской покатости и Сунтажско-Лиелвардских валов Линкувской маргинальной полосы (*II*)

1 — морена линкувской стадии последнего оледенения (*gl*Qmlk); *2* — морена пампальско-ранкской стадии последнего оледенения (*gl*Qmpa); *3* — песок; *4* — алевролит; *5* — глина; *6* — межморенные лимногляциальные отложения рауниссого интерстадиала в пределах Земгальской низменности (*lg*Qmrn); *7* — торф; *8* — коренные породы верхнего девона (D_3); *9* — береговая линия Паудзевского приледникового бассейна

Плиеньской маргинальными полосами. На восточной части Вентско-Усмской низменности развиты меридионально ориентированные валы боковых морен, расположенные между Пампальско-Ранкской и Линкувской маргинальными полосами (см. рис. 1).

Особенности распространения разновозрастных комплексов маргинальных образований, главным образом маргинальных полос, свидетельствуют, что дегляциация последнего ледникового покрова на территории Латвии проходила в три этапа. В течение первого этапа происходила дегляциация восточных и центральных возвышенных районов Латвии. Во время второго этапа от ледникового покрова начали освобождаться низменные районы Восточной и Северной Латвии и возвышенности Западной Латвии. На третьем этапе дегляциация охватила низменности Центральной и Западной Латвии.

К первому этапу дегляциации относится период отступания ледникового покрова до Калдабруньской маргинальной полосы и время стояния его края на этой полосе. В первой половине этапа возникли крупные раздробленные трещинами поля мертвого льда в пределах Аугшземской, Латгальской, Алукснеиской и Центрально-Видземской возвышенностей. Об этом свидетельствует широкое распространение здесь камов, моренных холмов, платообразных возвышений («звонцов») и термокарстовых впадин. Согласно данным детальных исследований рельефа возвышенностей, эти поля мертвого льда формировались в процессе исчезновения небольших ледниковых потоков (языков). Последние, подобно Северо-Латгальскому и Южно-Латгальскому потокам, выделенным в пределах северной части Латгальской возвышенности (Вейнбергс, Крукле, 1965), с нескольких сторон надвигались на возвышенности, формируя на стыке крупные аккумулятивные холмистые гряды (например, Серединную гряду указанной возвышенности).

Кольцеобразный охват Калдабруньской маргинальной полосой лишь возвышенных районов Центральной и Восточной Латвии указывает на то, что во второй половине этапа дегляциация ледникового покрова все еще имела островной характер.

Во время второго этапа дегляциации, начиная с момента отступания края ледника от Калдабруньской маргинальной полосы до времени отступания ледника с Пампальско-Ранкских маргинальных образований, исчезновение ледникового покрова характеризовалось появлением на территории восточной части республики уже отдельных ледниковых языков. В пределах Восточно-Латвийской низменности, по крайней мере со времени стояния ледникового края на Вайнёдско-Гулбенской полосе маргинальных образований, обособился Лубанский ледниковый язык, очертания которого фиксируются изгибом указанной полосы маргинальных образований в юго-юго-западном направлении. В дальнейшем, во время отступания ледника с Вайнёдско-Гулбенской маргинальной полосы, в центральной части низменности, возле оз. Лубанас, часть ледникового языка отчленилась в виде крупного поля монолитного мертвого льда (Эберхард, 1968).

Изгибы Вайнёдско-Гулбенской и Пампальско-Ранкской маргинальных полос, обращенные в южном направлении в пределах Средне-гауйской низменности и в прилежащих районах возвышенностей, отмечают положение края Средне-Гуйского ледникового языка.

В пределах Западной Латвии на втором этапе дегляциация в основном имела островной характер. Об этом свидетельствует оконтуривание Вайнёдско-Гулбенской и Пампальско-Ранкской полосами маргинальных образований высокоприподнятых районов Курземских возвышенностей. На участках между маргинальными полосами (в межмаргинальных зонах) в процессе убывания ледникового покрова возникли поля раздробленного мертвого льда, в настоящее время фиксирующиеся по наличию холмистых ландшафтов в пределах восточной части

Западно-Курземской и южной части Восточно-Курземской возвышенностей.

Третий этап дегляциации характеризовался полным расчленением края ледника на ряд языков. Во время стояния края ледника на Линкувской полосе маргинальных образований существовало пять основных языков. В пределах западной части Средне-Гауйской низменности существовал сократившийся по размерам Средне-Гауйский язык. Крупный изгиб маргинальной полосы в южном направлении в пределах Средне-Латвийской низменности оконтуривает положение Средне-Латвийского ледникового языка. Три более мелких по размерам изгиба маргинальной полосы на территории Вентско-Усмской низменности, Априкского и Верхне-Бартского понижений Западно-Курземской возвышенности фиксируют положение соответственно Вентского, Априкского и Бартского ледниковых языков.

По мере убывания ледникового покрова размеры и количество ледниковых языков постепенно сокращались. После надвигания ледника до Плиеньской маргинальной полосы выделялись лишь Средне- и Северо-Латвийский языки, а также Усмский язык, образовавшийся в результате значительного сокращения Вентского языка. Во время стояния края ледникового покрова на Валдемарпилсской маргинальной полосе на территории Латвии распространялись лишь западная и восточная окраины Средне-Латвийского ледникового языка, занимавшего котловину Рижского залива и, возможно, также восточный край ледникового потока Балтийского моря. Образования последнего в рельефе не сохранились ввиду интенсивной абразионно-аккумулятивной деятельности поздне- и послеледниковых бассейнов Балтики в пределах прибрежных районов Западной Латвии.

Сокращение и исчезновение языков на третьем этапе дегляциации, очевидно, происходило без значительных остановок ледникового края. Об этом свидетельствует распространение в межмаргинальных зонах в основном гляцигенных и лимногляциальных равнин. Лишь в пределах восточной части Вентско-Усмской низменности после отступания ледника с Пампальско-Ранкской маргинальной полосы намечаются кратковременные остановки края Вентского языка, отмеченные в рельефе серией субмеридиональных валов боковых морен. Несколько позже в юго-западной части Вентско-Усмской низменности произошло отмирание части ледникового языка, которая на ранних фазах формирования долины р. Вента отклонила образовавший ее поток значительно восточнее от современного русла. Древняя р. Вента здесь оставила долину, в настоящее время занятую частично речкой Порупе и др.

Небольшие остановки ледникового края после отступания с Линкувской маргинальной полосы намечаются также в пределах Среднелатвийской покатости и на территории Средне-Гауйской низменности, где проксимальнее упомянутой маргинальной полосы выделяются отдельные маргинальные формы.

Дегляциация ледникового покрова с территории Латвии сопровождалась обильным выделением талых ледниковых вод. В результате возникла сложная система лимногляциальных бассейнов и рек ледникового питания, развивавшаяся в тесной связи с колебаниями ледникового края.

Небольшой объем статьи не позволяет подробнее остановиться на событиях дегляциации. Материалы и соображения относительно возникновения и эволюции приледниковой гидрографической сети частично содержатся в публикациях других авторов (Куршс, Стелле, 1964; Гринбергс, 1964; Куршс, 1967; Куршс, Стинкуле, 1966), а также в других наших статьях.

ЛИТЕРАТУРА

Аболтынь О. П. Горизонты верхней морены Земгальской равнины и вопрос о формировании Линкувской конечной морены.— Ученые зап. аспирантов Латв. гос. ун-та им. П. Стучки, т. I. Рига, 1963.

Вейнбергс И. Г. Морфогенез рельефа Западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов. (Автореф. дисс.) Вильнюс, 1968.

Вейнбергс И. Г., Крукле М. Я. О генезисе холмистых и грядовых форм ледникового рельефа северной части Латгальской возвышенности.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Гринбергс Э. Ф. О приледниковых локальных бассейнах Латвии.— Тезисы докл. и кратких сообщений Второго межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Вильнюс, 1964.

Куршс В. М. О генетических разновидностях лимногляциальных глин Латвии.— Изв. АН Латв. ССР, 38. Рига, 1967.

Куршс В. М., Стелле В. Я. Условия формирования и возраст лимногляциальных глин Салдусского бассейна.— Изв. АН Латв. ССР, № 11. Рига, 1964.

Куршс В. М., Стинкуле А. В. О текстурных особенностях и условиях накопления ленточных глин Среднелатвийского бассейна.— Изв. АН Латв. ССР, № 10. Рига, 1966.

Стелле В. Я. Стратиграфия отложений позднеледникового времени на территории Латвийской ССР. (Автореф. канд. дисс.). Таллин, 1968.

Эберхард Г. Я. Об озерно-ледниковом бассейне Восточно-Латвийской низменности.— Материалы I Симпозиума по истории озер Северо-Запада. Л., 1968.

МАРГИНАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА
(на примере западной Латвии)

И. Г. ВЕЙНБЕРГС

Основные черты рельефа Западной Латвии определяют равнинные Приморская, Вентско-Усмская, Южно-Курземская низменности и островные, частично всхолмленные Северо-, Восточно- и Западно-Курземская возвышенности. В пределах низменностей отложения последнего оледенения имеют небольшую мощность (в среднем до 20 *м*) и залегают на сравнительно выровненной поверхности коренных пород или отложений более ранних оледенений. На возвышенностях мощность этих отложений также небольшая, кроме отдельных участков на юге, где она достигает 60—100 *м*.

Очевидно, что ледниковая аккумуляция во время последнего оледенения на рассматриваемой территории протекала с гораздо меньшей интенсивностью, чем у границы максимального продвижения ледникового покрова, отмеченной Балтийской озерной грядой. Она была также менее интенсивна, чем в пределах следующей в проксимальном направлении зоны аккумуляции ледниковых наносов, в которую входят возвышенности Отепя, Хаанья, Центрально-Видземская, Жемайтская и разделяющие их низменности. Эти возвышенности характеризуются большими мощностями отложений последнего ледника (Каяк, 1963, 1965; Яунпутнинь, 1956; Басаликас, 1963, и др.).

Западная Латвия вместе с Северной Эстонией, в пределах которой мощность отложений последнего оледенения также небольшая (Ряхни. 1963), входят в третью, внутреннюю зону области аккумуляции ледниковых наносов в Восточной Прибалтике, за которой в направлении центра древнего ледникового покрова следует область преобладающей ледниковой денудации.

В рельефе Западной Латвии хорошо выделяется ряд маргинальных форм, отмечающих места более или менее длительной стабилизации края убывающего последнего ледникового покрова. Эти формы образу-

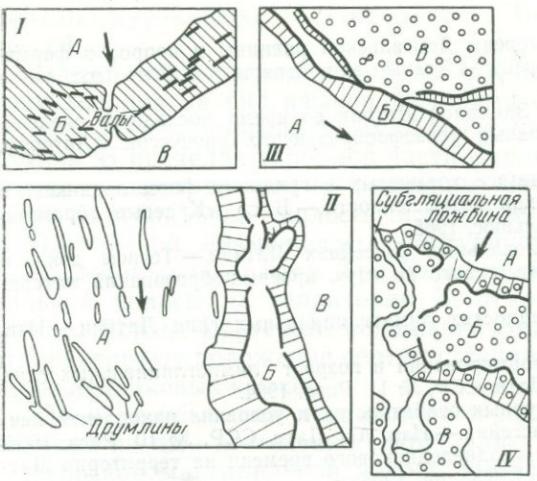


Рис. 1. Морфология отдельных участков маргинальных форм рельефа

I — Линкувский конечноморенный вал; *II* — Тадайкский вал боковой морены; *III* — маргинальный склон возле н.п. Баси; *IV* — Эдольско-Падурская холмистая гряда. *А* — участки рельефа, примыкающие с проксимальной стороны к маргинальным формам (стрелками показано направление движения льда во время образования маргинальных форм); *Б* — маргинальные формы; *В* — участки рельефа, расположенные в дистальном направлении от маргинальных форм

ют ряд маргинальных полос: Вайнёдско-Гулбенскую, Пампальско-Ранкскую, Линкувскую, Плиеньскую, Валдемарпилсскую (см. рис. 4 и статью О. П. Аболтыня и др. в настоящем сборнике), а также распространены одиночно. Кроме того, встречаются валы конечных и боковых морен, маргинальные склоны, холмистые гряды, холмистые массивы, а также зандры и маргинальные дельты.

Валы конечных морен имеют длину до нескольких десятков километров, ширину до 2 *км* и относительное превышение до 30 *м*. Они характеризуются асимметричными склонами, ровной или осложненной небольшими продольными валами поверхностью (рис. 1). В плане валы конечных морен обычно имеют дугообразную форму.

По внутреннему строению различаются три типа конечных морен. Валы первого типа образованы донноморенными отложениями, выжатыми из-под ледникового края. Наиболее ярким представителем этих форм является Линкувский конечноморенный вал, с юга окаймляющий Земгальскую низменность. Он образован глинистой мореной (плотная глина с валунами), которая даже визуально резко отличается от суглинистых морен, распространенных на гляцигенных равнинах южнее и севернее.

Можно предполагать, что своеобразная морена Линкувского вала возникла при экзарации межморенных лимногляциальных отложений на Земгале во время последнего надвигания ледника на эту территорию. Линкувская конечная морена фиксирует рубеж выклинивания верхнего горизонта морены Земгальской низменности, лежащего на глинисто-алевритистых отложениях (Аболтынь, 1963).

Продольные валы (рис. 2, *I*, *II*), осложняющие вершину и склоны Линкувской конечной морены, как и ее основное тело, образованы глинистой мореной. Поэтому можно предполагать, что они маркируют положения переднего края ледника, позволяя установить количество импульсов выжимания моренного материала по мере возникновения вала. Изредка встречаются валы, образованные материалом, сползшим с края ледника. Они сложены слоями глины и алеврита с оплывными деформациями (рис. 2, *III*). Эти слои значительно наклонены в сторону от ледника и остаются «висячими» в противоположном направлении.

Конечные морены второго типа состоят из гляциальных и водноледниковых отложений и возникли при осцилляциях ледникового края на их рубеже. Об этом свидетельствует наличие складок под слоями плотных донноморенных отложений. Как видно на рис. 2, *IV*, где изображен частичный разрез Лауциенского вала, слой морены, образующий его поверхность, приближаясь к дистальному склону вала, посте-

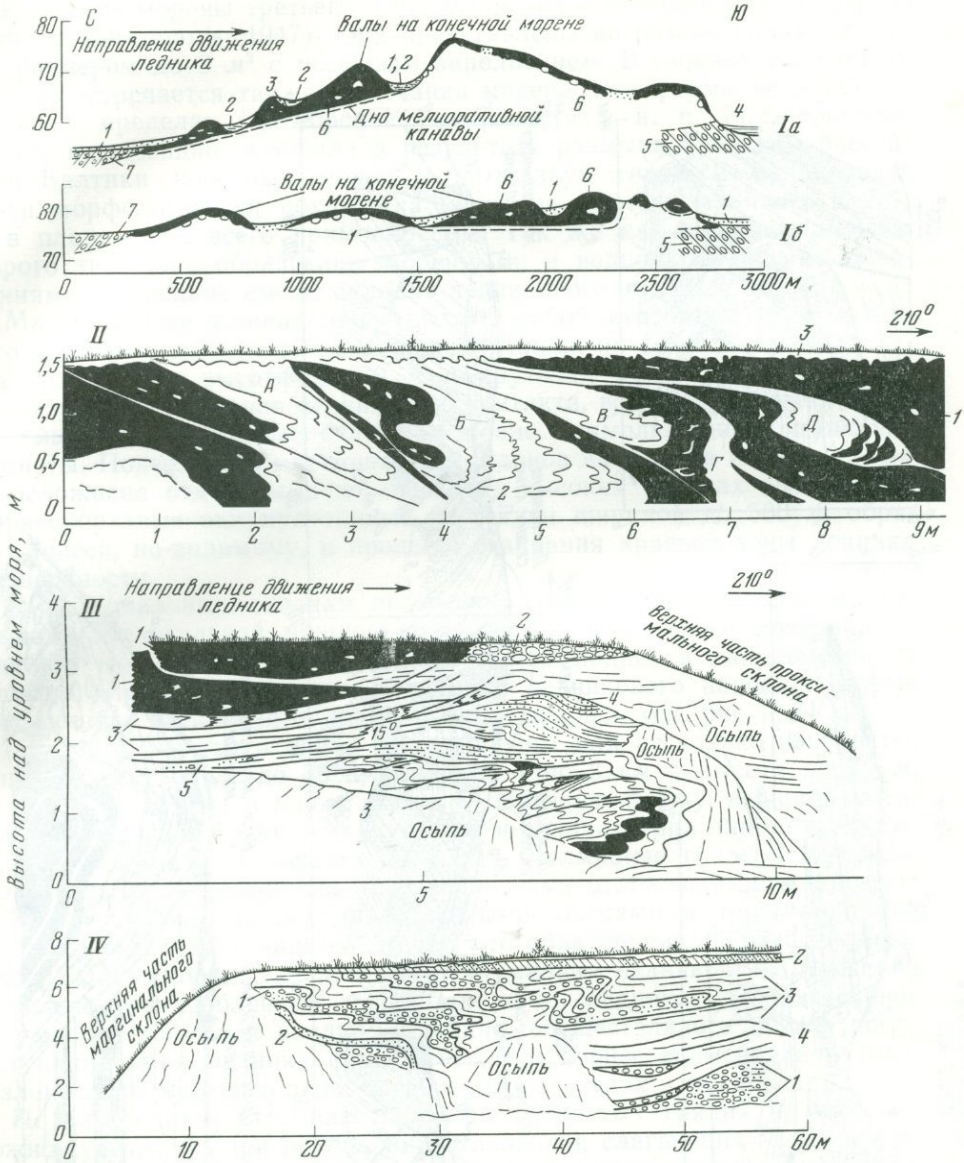
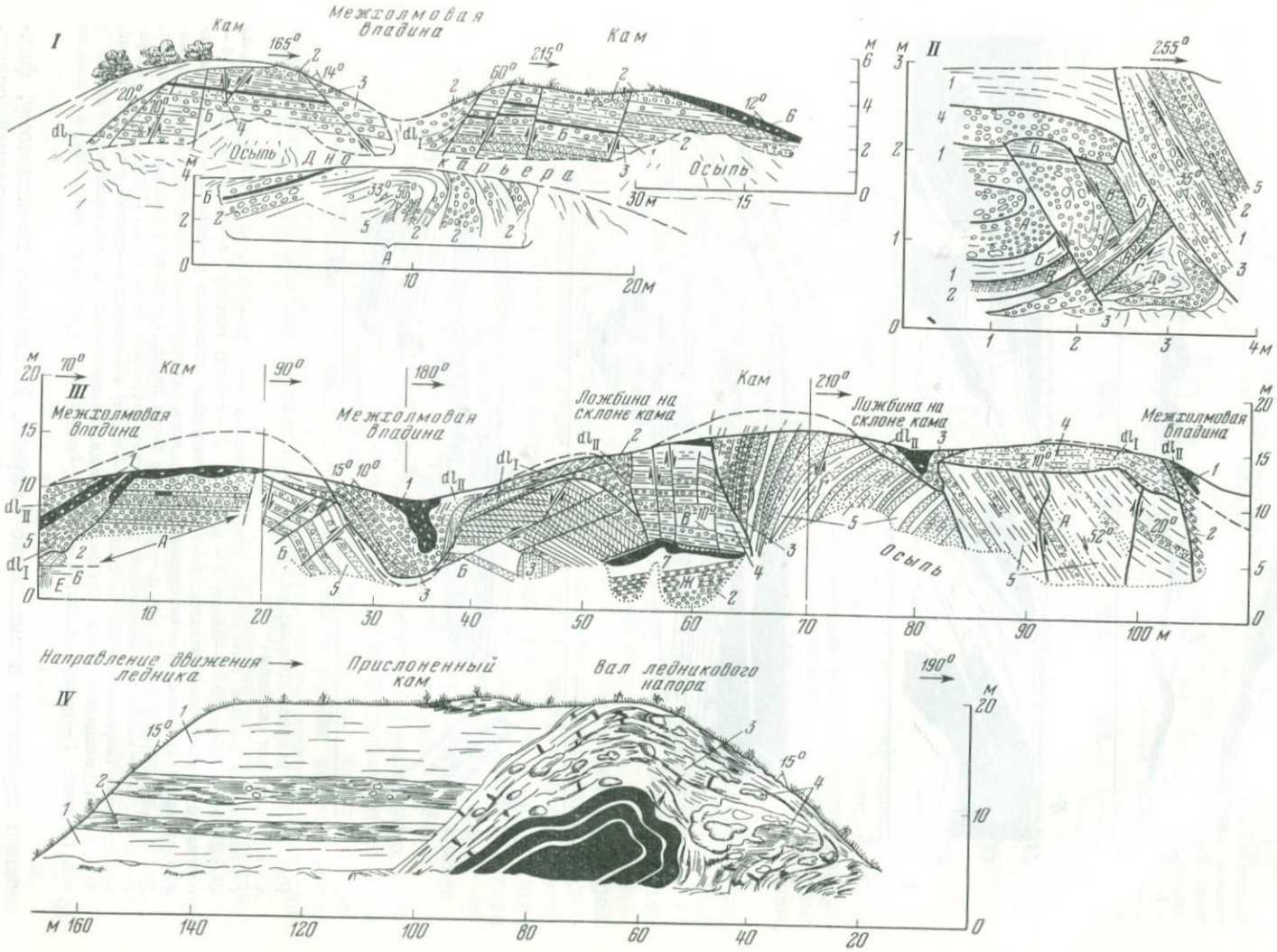


Рис. 2. Внутреннее строение валов конечных морен и осадочных толщ, примыкающих к маргинальным склонам

I — поперечные разрезы Линкувского конечноморенного вала (*а* — западнее г. Линкув, *б* — вдоль шоссе Рига — Шауляй): *1* — песок; *2* — алеврит; *3* — гравий, галька; *4* — ленточная глина; *5* — плотный бурый валунный суглинок; *6* — глина с валунами (локальная морена); *7* — светло-коричневый валунный суглинок. *II* — поперечный разрез вала, осложняющего Линкувскую конечную морену у н. п. Тришконис: *А, Б* и т. д. — отдельные блоки пород; *1* — глина с валунами; *2* — алеврит; *3* — почва. *III* — частичный поперечный разрез конечноморенного вала у н.п. Лауциене: *1* — валунные суглинки (морена); *2* — валуны с песком; *3* — песок; *4* — гравий; *5* — гравий с редкой галькой. *IV* — разрез водно-ледниковой осадочной толщи, примыкающей к маргинальному склону у н.п. Пувкрогс: *1* — гравий, галька; *2* — гравий; *3* — мелко- и среднезернистый песок; *4* — алеврит

пенно переходит в скопление валунов. Последнее, по-видимому, фиксирует рубеж продвижения ледника во время его последней осцилляции при формировании конечной морены. При надвигании ледника, очевидно, возникла также лежачая складка и в подстилающих морену водно-ледниковых отложениях; ее вершина обращена в направлении движения ледника.


I
Кам
Межхолмовая впадина
Кам
Осыпь
Дно
Кювета
Осыпь
30м
15
10
20м
II
4м
III
Межхолмовая впадина
Кам
Межхолмовая впадина
Ложбина на склоне кама
Кам
Ложбина на склоне кама
Межхолмовая впадина
Осыпь
100 м
IV
Направление движения ледника
Прислоненный кам
Вал ледникового напора
м 160
140
120
100
80
60
40
20

Конечные морены третьего типа были подробно описаны А. Дрейманисом (Dreimanis, 1947). Они представлены нагромождениями валунов размером до 3 $м^3$ с песчаным заполнением. В нижних горизонтах валунов встречается также супесчаная морена. Эти формы встречаются только в пределах Приморской низменности у н. п. Роя, Калтене, Видале и, очевидно, возникли в результате размыва древними бассейнами Балтики конечных морен первых двух типов. Валы боковых морен морфологически похожи на конечные морены (см. рис. 1, *II*), но в плане чаще всего прямолинейны. Так же как конечные морены второго типа, они образованы моренными и водно-ледниковыми отложениями. Последние имеют складки ледникового напора.

Маргинальные склоны представляют собой отпечатки края активного ледника в ледниковых отложениях; длина их до нескольких десятков километров, высота до 70 *м* и крутизна до 25°. В отличие от так называемых склонов ледникового контакта, возникших у края мертвого льда, маргинальные склоны в плане прямолинейны или плавно изогнуты. Поверхность маргинальных склонов выровнена и лишь местами осложнена отдельными холмами. На высоких склонах выделяются террасообразные аккумулятивные площадки шириной до 500 *м*, образовавшиеся, по-видимому, в процессе стаивания краевой зоны ледника с поверхности.

К маргинальным склонам примыкают толщи водно-ледниковых отложений значительной мощности, возникшие при выносе материала с ледника. Косая слоистость этих отложений падает в направлении от ледника. Они собраны также в складки ледникового напора, которые исчезают при отдалении от маргинальных склонов (см. рис. 2, *IV*).

Холмистые гряды в плане прямолинейны или несколько извилисты, длина их составляет до 30 *км*, ширина — до 3 *км* и высота до 70 *м*. Холмистые массивы в плане имеют V-образную форму, вершина которой обращена навстречу леднику. Для них характерна длина до 30 *км*, ширина до 7 *км* и высота до 100 *м*. Холмистые гряды и массивы образованы водно-ледниковыми и моренными отложениями мощностью до 70 *м* и осложнены камами, моренными холмами и термокарстовыми западинами. Это свидетельствует, что образование таких форм происходило в условиях значительной аккумуляции ледниковых отложений в сильно раздробленном трещинами крае ледника. Окончательное оформление холмов и впадин, очевидно, осуществлялось позже, после отступания края ледника с их рубежа, в процессе вытаивания глыб разломанного мертвого льда, погребенных в грядах и массивах.

По внутреннему строению камов на холмистых грядах и массивах можно судить, что при накоплении отложений, слагающих камы, а также несколько позже холмистые гряды и массивы испытывали давление края ледника. Так, отложения, образующие кам на вершине Эдольско-Падурской холмистой гряды у н. п. Торнькалнс, собраны в лежачую складку напора, вершина которой обращена на юг. В Аклайсциемском массиве наблюдаются камы двухчленного внутреннего строения.

Рис. 3. Внутреннее строение камов и валов ледникового напора, осложняющих холмистые гряды и массивы

I — камы на Аклайсциемском холмистом массиве у хут. Лачи (н.п. Стразде): *1* — алеврит; *2* — галька, гравий; *3* — песок, гравий; *4* — галька; *5* — песок; *6* — моренный суглинок. *II* — деталь строения дислоцированных пород, слагающих кам у хут. Лачи: *1* — песок; *2* — песок с гравием; *3* — гравий с галькой; *4* — галька с гравием; *5* — песок с галькой. *III* — камы на Аклайсциемском холмистом массиве у н.п. Мудинги: *1* — суглинок с галькой; *2* — галька; *3* — галька с гравием; *4* — гравий с галькой и прослоями песка; *5* — песок с прослоями гравия и галечника; *6* — мелкозернистый песок с прослоями алеврита; *7* — алеврит. *IV* — поперечный разрез вала ледникового напора и прислоненного к нему кама на вершине Раудасско-Ламиньской холмистой гряды; *1* — песок; *2* — суглинок; *3* — валунные суглинки (морена): *4* — глыбы зеленой девонской глины. *А, Б* и т. д.— отдельные блоки пород; dl_I, dl_{II} — делювиальные отложения различного возраста

Отложения нижней части камов собраны в складки, а верхняя часть нарушена лишь отдельными разрывами (рис. 3, *I*). Кроме того, здесь встречаются камы, являющиеся морфологическим отражением крупных складок ледникового напора, и камы, образованные обрушившимися наносами (рис. 3, *II*, *III*). Последние состоят из нагромождения глыб флювиогляциальных отложений (*А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З*), залегающих в субгоризонтальном, наклонном и в вертикальном положениях. Даже соседние глыбы значительно отличаются по составу и текстурам отложений. Поэтому можно предполагать, что образование последних происходило в пустотах крупных нагромождений разломанного льда, и в современном залегании они оказались лишь после стаивания этого льда.

Как на холмистых грядах, так и на холмистых массивах прослеживаются продольные валообразные формы высотой до 30 *м* и длиной порядка нескольких сот метров. Они обычно приурочены к вершине или проксимальным склонам этих маргинальных форм. В поперечном разрезе одной из таких форм (рис. 3, *IV*) наблюдалось, что она образована крупной складкой ледникового напора в глинах и моренных отложениях, содержащих глыбы глин девонского возраста, которые в коренном залегании находятся в 70—100 *м* севернее гряды.

Маргинальные дельты возникли у края ледника на месте впадения в приледниковые бассейны потоков талых ледниковых вод. Обращенная в сторону ледника часть дельт обрывается крутым склоном. В противоположном же направлении дельты ограничиваются более пологими скатами.

В стенках карьеров, выработанных в маргинальной дельте несколько севернее ст. Пенкуле (западная часть Земгальской низменности), наблюдалось, что слагающие ее гравийно-песчаные отложения залегают в мощных сериях крутонаклонных (до 35°) слойков, которые падают в направлении от ледника (аз. 220°). В верхней части отложения дельты нарушены мерзлотными деформациями типа инволюций.

Зандры на территории Западной Латвии слабо развиты. Наиболее типичный зандр распространен возле н. п. Эмбуте (на юге Западно-Курземской возвышенности). Он отличается равнинностью и образован гравием и песком, отложенными блуждающими потоками, устремлявшимися с края ледника на юг. По данным Я. Страуме у н. п. Эмбуте падение косой слоистости в отложениях зандра имеет азимут 180°.

* * *

В пределах одновозрастных маргинальных полос Западной Латвии встречаются различные типы маргинальных форм рельефа (рис. 4). Объяснения этому приводили уже первые исследователи территории. Х. Хаузен (Hausen, 1913 а, б) указывал, что валы конечных морен возникли при рецессии ледника, а всхолмленные конечные морены, т. е. холмистые гряды и массивы, образовались при многократных осцилляциях ледникового края.

В. Занс (Zans, 1936—1937) и отчасти также С. Бухардт (Buchardt, 1935) в формировании всхолмленных конечных морен подчеркивают роль поднятий поверхности коренных пород, к которым приурочены эти маргинальные образования. Их взгляды разделяют А. И. Яунпутнинь (1956; Jaunputnins, 1961) и И. Я. Даниланс (1961, 1965), однако они отрицают возможности возникновения всхолмленных маргинальных форм у ледникового края и генетически рассматривают их вместе с окружающим холмистым рельефом как образования мертвого льда.

Работами последних лет выявлено, что месторасположение большинства маргинальных форм определяется двумя основными факторами: 1) направлением движения ледника и 2) морфологией ледникового

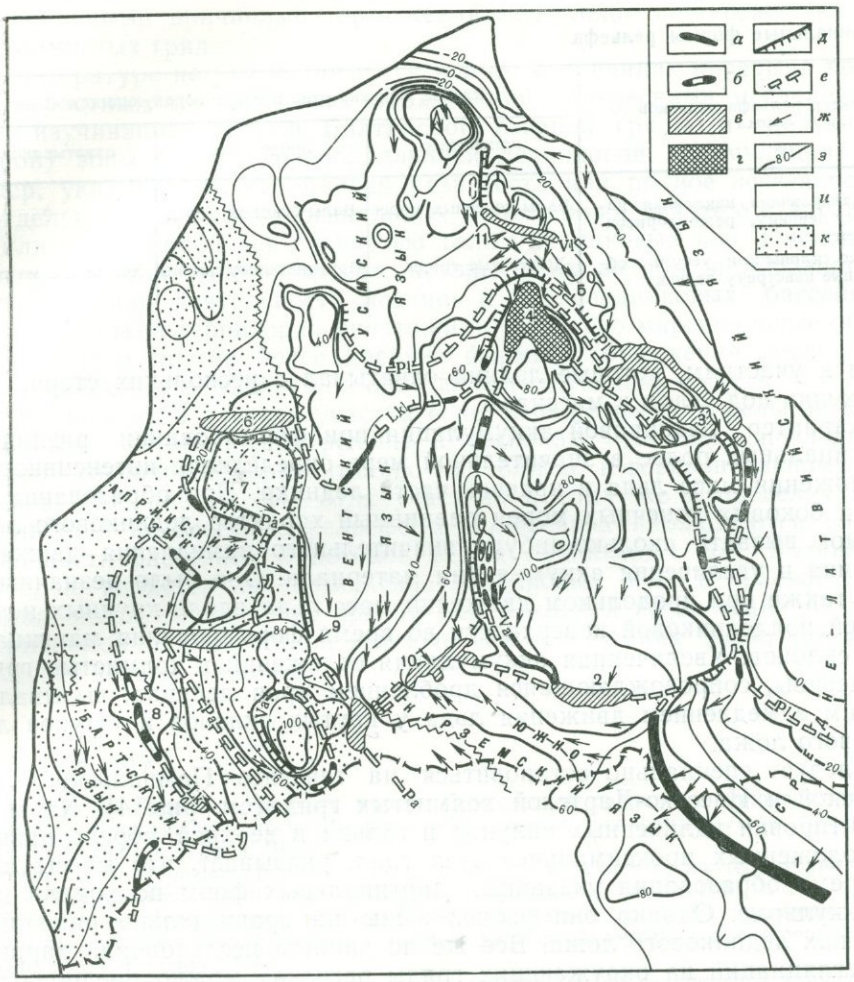


Рис. 4. Схема расположения маргинальных форм рельефа Западной Латвии

1 — вал Линкувской конечной морены; *2* — Лиелауцская холмистая гряда; *3* — Раудасско-Ламиньская холмистая гряда; *4* — Аклайсциемский холмистый массив; *5* — вал Лауциенской конечной морены; *6* — Эдольско-Падурская холмистая гряда; *7* — маргинальные склоны в районе н.п. Баси; *8* — Тадайкский вал боковой морены; *9* — маргинальные склоны, ограничивающие с востока Западно-Курземскую возвышенность; *10* — Пампальская холмистая гряда; *11* — Ивесско-Дартская холмистая гряда. Маргинальные полосы: Va — Вайнёдско-Гулбенская; Ра — Пампальско-Ранкская; Lk — Линкувская; Pl — Плиеньская; Vl — Валдемарпилсская.

а — валы конечных морен; *б* — валы боковых морен; *в* — холмистые гряды; *г* — холмистые массивы; *д* — маргинальные склоны; *е* — участки, где маргинальные полосы не выражены в рельефе; *ж* — ориентировка удлиненных валунов и гальки в верхнем горизонте морены последнего оледенения (показатель направления движения ледника); *з* — изогипсы поверхности, подстилающей отложения последнего оледенения (ложа последнего ледникового покрова); *и* — участки ложа последнего ледникового покрова, образованные коренными породами; *к* — участки ложа последнего ледникового покрова, образованные более древними плейстоценовыми отложениями

ложа. В зависимости от этого различаются морфогенетические типы маргинальных форм рельефа (таблица).

Как видно на рис. 4, валы конечных и боковых морен в пределах Западной Латвии располагаются на равнинных, наклонных навстречу леднику, реже горизонтальных участках ледникового ложа. Первые, однако, ориентированы поперечно к направлению движения ледника, а вторые ориентированы в целом продольно движению ледника. Холмистые гряды располагаются поперечно движению ледника, маргинальные склоны ориентированы продольно, а холмистые массивы приуро-

Маргинальные формы рельефа

Характер рельефа ледникового ложа	Движение ледника относительно образующихся форм		
	поперечное	продольное	охватывающее
Плоская равнина, наклонная навстречу леднику, реже горизонтальная	Валы конечных морен	Валы боковых морен	?
Крутые склоны или уступы, обращенные навстречу леднику	Холмистые гряды	Маргинальные склоны	Холмистые массивы

чены к участкам, которые ледник охватывал с нескольких сторон при движении под углом к массивам.

Характер ледниковой аккумуляции при формировании различных маргинальных полос в значительной мере определялся интенсивностью торможения масс льда в краевой части ледника. При образовании валов и боковых конечных морен равнинный характер ледникового ложа не мог вызвать сколько-нибудь значительного замедления движения ледника и увеличения аккумуляции материала. Оно было незначительным также при продольном движении масс льда вдоль крупных неровностей подледниковой поверхности во время формирования маргинальных склонов. Увеличенная аккумуляция отложений в холмистые гряды и массивы, сопровождающаяся дроблением края ледника, вызывалась резким замедлением движения льда у крутых склонов и уступов ледникового ложа.

Следует специально остановиться на генезисе Пампальской, Лиелауцской и Ивесско-Дартской холмистых гряд (см. рис. 4). Характер ориентировки удлиненных валунов и гальки в верхней морене равнин, расположенных проксимальнее этих гряд, указывает, что массы льда во время образования указанных маргинальных форм подходили перпендикулярно. Однако они расположены на сравнительно равнинных участках ледникового ложа. Все же по данным исследований характера дегляциации на окружающих гряды регионах можно предполагать, что увеличенная аккумуляция ледниковых отложений и дробление краевой части ледника на рубеже этих холмистых гряд также вызывались замедлением движения льда.

Пампальская гряда представляет собой участок Пампальско-Ранкской маргинальной полосы, фиксирующей стык фронтальных частей Вентского и Южно-Курземского ледниковых языков. Образование же Лиелауцской холмистой гряды во время вайнёдско-гулбенской стадии предполагается на стыке передней части Верхне-Бартского ледникового потока, который надвигался с севера по Восточно-Курземской возвышенности, и края ледника, располагавшегося южнее (Вейнбергс, 1968). При формировании Ивесско-Дартской гряды южнее ледникового края существовало значительное поле неразломанного мертвого льда. Последнее обусловливало устремление талых ледниковых вод по трещинам в краевой части ледника на запад (устанавливается по падению косой слоистости в отложениях камов гряды). На территории, занятой полем мертвого льда, ныне простирается равнина, выстланная отложениями, состоящими из небольших и резко выклинивающихся линз супесчаной морены и глин. Как морена, так и глины на ряде участков изобилуют валунами.

Давление друг на друга двух ледниковых языков (потоков) с различными направлениями движения, в случае образования Пампальской и Лиелауцской гряд, а также упирание края ледника в поле мертвого льда, в случае образования Ивесско-Дартской гряды, очевидно, и яви-

лись основными причинами торможения масс льда на рубеже указанных холмистых гряд.

В литературе не раз поднимался вопрос о причинах перерыва полос одновозрастных маргинальных образований. Литовскими исследователями, изучившими рельеф Балтийской озерной гряды и следующей (второй) зоны области преобладающей ледниковой аккумуляции, например, указывалось, что плохая развитость или полное исчезновение на отдельных участках маргинальных образований связаны с эрозионной или абразионной деятельностью талых ледниковых вод. Нисколько не отрицая роль этих процессов, которые, так же как и абразионно-аккумулятивная деятельность поздне- и послеледниковых бассейнов, на ряде участков территории уничтожили не только маргинальные образования, но и другие более древние формы и отложения последнего оледенения, следует указать на одну любопытную зависимость.

В большинстве случаев участки с не выраженными в рельефе маргинальными формами приурочены к регионам, где ложе последнего ледникового покрова горизонтально или близко к горизонтальному положению (см. рис. 4). На этих участках к тому же в пределах возвышенностей не всегда в рельефе и отложениях наблюдаются следы деятельности бассейнов и потоков талых ледниковых вод. Возникает вопрос, не является ли торможение ледниковых масс в краевой зоне ледника одной из основных причин маргинальной акумуляции на рассматриваемой территории, за исключением лишь таких форм, как маргинальные дельты и зандры?

ЛИТЕРАТУРА

Аболтынь О. П. Горизонты верхней морены Земгальской равнины и вопрос о формировании Линкувской конечной морены.— Ученые зап. аспирантов Латв. гос. ун-та им. П. Стучки, т. I. Рига, 1963.

Басаликас А. Б. О разновидностях конечных морен, встречаемых на территории Литвы.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1963, т. 21.

Вейнбергс И. Г. Морфогенезис рельефа Западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов. (Автореф. дисс.). Вильнюс, 1968.

Даниланс И. Я. Проблемы истории и палеогеографии позднеледникового времени на территории Латвии.— Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961.

Даниланс И. Я. Некоторые особенности дегляциации и ледникового морфогенеза на территории Латвии.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Каяк К. Ф. О краевых ледниковых образованиях Юго-Восточной Эстонии.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1963, т. 21.

Каяк К. Ф. Особенности геологического строения краевых ледниковых образований в Эстонии.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Ряхни Э. Э. Краевые образования оледенения в северной Эстонии.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1963, т. 21.

Яунпутниньш А. И. К вопросу о происхождении холмистого рельефа Латвийской ССР.— Ученые зап. Латв. гос. ун-та, т. VII. Рига, 1956.

Buchardt S. Kvartarie veidojumi Talsu novada. Talsu novads. Enciklopedisko rakstu krajums, I. Riga, 1935.

Dreimanis A. Geschiebeanhaufungen südlich von Roja in Lettland.— Contribs Baltic Univ. Pinneberg, 1947, № 56.

Hausen H. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern.— Fennia, 1913a, Bd. 34, № 2.

Hausen H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartarzeit.— Fennia, 1913b, Bd. 34, № 3.

Jaunputnins A. Reljefs. Latvijas PSR geologija. Riga, 1961.

Zans V. Leduslaikmets un pecleduslaikmets Latvija. Latvijas zeme, daba un tauta, I. Riga, 1936—1937.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БАЛТИЙСКОЙ ХОЛМИСТО-МОРЕННОЙ ГРЯДЫ

Ч. П. КУДАБА

Рельеф Балтийской холмисто-моренной гряды представлен большим разнообразием краевых форм. Морфология и внутренее строение краевых комплексов, слагающих Балтийскую гряду, очень заметно меняются от внешней более высокой части к более пологому внутреннему склону. Это обусловливает поперечную морфологическую асимметричность всей Балтийской гряды. Кроме того, почти каждый краевой комплекс имеет индивидуальные морфологические особенности.

Неоднородность крупного краевого комплекса Балтийской гряды была замечена еще первыми исследователями этой территории (Mortensen, 1924; Dalinkevicius, 1935). Позднее на внутреннем склоне Балтийской гряды были прослежены два фациальных краевых комплекса: Южно-Литовский и Средне-Литовский (Gudelis, 1955; Basalykas, 1962). Большинство исследователей весь краевой моренный комплекс Балтийской гряды считает стадиальным краевым комплексом, аналогом померанской или вепсовской стадий. Более детального морфолого-генетического обследования и классификации краевых образований Балтийской гряды не было проведено. В последние годы автор имел возможность собрать новый материал по гляциоморфологии отдельных частей Балтийской гряды (Kudaba, 1962, 1964, 1968) и проследить основные морфолого-генетические черты ее строения (Кудаба, 1967).

Вдоль всей Балтийской гряды был прослежен ряд сложных краевых комплексов, именуемых осцилляторными грядами. Осцилляторную гряду в данных условиях автор считает элементарным краевым комплексом. Только в редких случаях наблюдается расчленение ее на единицы еще более низкого ранга. В морфологическую единицу этого ранга выделялось продольное объединение однородных или близких по структуре и генезису мезоформ. Объединяющими признаками считались структурно-фациальная и морфологическая однородность. В полевых условиях прослеживались гляциоморфологические признаки циклического расположения выделяемых осцилляторных единиц. Они неплохо выражаются морфолого-структурными особенностями внешнего и внутреннего склона каждой осцилляторной гряды. Морфология склонов соседних, параллельно простирающихся осцилляторных краевых образований и морфология всего межгрядового комплекса имеют очень важные диагностические признаки, по которым можно установить циклическое расположение аккумулятивных краевых форм, генетически их разграничить.

На территории Балтийской гряды чаще всего встречаются наслоенный и насыпной типы краевых образований и очень редко — напорный. В чистом виде прослеживается лишь наслоенный тип, иногда — насыпной. Наиболее характерны переходные варианты краевых образований: насыпной-наслоенный, насыпной-напорный, наслоенный-напорный.

Насыпная фация краевых форм на Балтийской гряде выражена грубообломочным несортированным, хаотично сваленным материалом, как правило, с большим количеством валунов. В обнажениях иногда встречается очень слабо выраженная слоистость моренного материала. В рельефе такие образования представлены сравнительно мелкими невысокими холмами, которые простираются полосой невыдержанной ширины. Только на участках моренных массивов эти образования приобретают грядовидную форму, поднимаются выше; на склонах моренных массивов и в гляциодепрессиях они заполняют пониженное межгрядо-

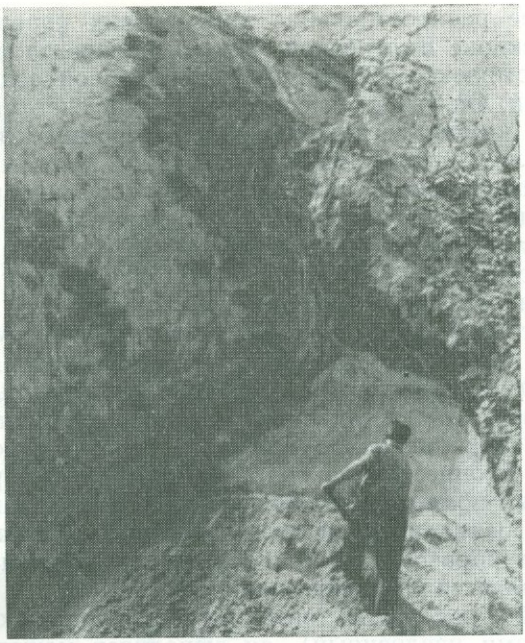


Рис. 1. Гляциодислокация в обнажении близ сел. Алове

вое пространство. В дистальном направлении от этого комплекса местами прослеживаются волнистые полого спускающиеся пространства, выстилаемые слоистым гравийно-песчаным материалом. С таких участков в условиях свободного стока, как правило, берут начало флювиогляциальные ложбины.

Наслоенные краевые образования в пределах Балтийской гряды очень широко распространены и хорошо выражены. Они наиболее часто встречаются на внутреннем склоне Балтийской гряды. Обычно это продольные крупнохолмистые гряды. Мезоформы сложены моренными пластами неодинаковой мощности, разделяемыми песчаными, гравийными или глинистыми прослоями. Иногда и в более мощных моренных слоях прослеживается более тонкая слоистость. Валунов сравнительно немного, они встречаются как на поверхности мезоформ, так и в суглинистых пластах на разной глубине. На внутреннем склоне Балтийских высот нередко в наслоенных краевых грядах встречаются широкие плосковершинные крытые микрослоистыми водно-ледниковыми отложениями мезоформы. Часто эти мезоформы напоминают лимнокамы. Нижняя часть их моренная, притом не всегда слоистая. Поэтому эти мезоформы, видимо, можно считать цокольными лимнокамами. В некоторых наслоенных краевых грядах преобладают флювиогляциальные отложения.

Напорные образования чаще прослеживаются на внешнем склоне Балтийской гряды, особенно на самых высоких угловых участках моренных массивов. В обнажениях вскрываются гляциодислокации наслоенных образований (рис. 1). Литологически эти образования слагаются преимущественно суглинистым материалом. Валунов в них сравнительно мало.

В строении Балтийской гряды заметна закономерность и последовательность распространения типов краевых образований. Наблюдается довольно выдержанная ритмичность: в большинстве случаев между соседними наслоенными или наслоенными-напорными осцилляторными грядами простираются насыпные краевые полосы.

Максимальное распространение померанских краевых образований на дистальном склоне Балтийской гряды выражено сложным гляциоморфологическим комплексом. Внешний склон первой осцилляторной гряды очень пологий. Он выражен спорадическими системами не перекрытых суглинками камов, песчано-гравийного состава озами, далеко ответвляющимися по пологому внешнему склону. Местами эти аккумулятивные формы переходят в небольшие зандровые покровы. В тех местах, где внешний край померанских образований упирается в моренные выступы более ранней франкфуртской (едровской) стадии, наблюдается скученность внешних присклоновых образований, часто даже там образуются ядра моренных массивов. Этот широкий внешний склон первой осцилляторной зоны, поднимаясь на Балтийскую гряду, постепенно переходит в сплошное фронтальное образование. Сначала внешние камовые холмы переходят в перекрытые моренными суглинками мезоформы, поверхность становится сплошь холмисто-западинной и приобретает высокую грядовидную форму. Такая морфология внешнего склона затрудняет определение более точного рубежа распространения наиболее молодых померанских образований. Внутренний склон первой (максимальной) осцилляторной гряды местами заканчивается появлением наслоенных образований. В совокупности первая осцилляторная краевая гряда является наслоенно-напорной.

Последующий продольный литолого-морфологический комплекс — насыпной (местами наслоенный), он выполняет межгрядовое понижение. На отдельных участках, там, где от первой осцилляторной гряды удаляется вторая гряда, этот межгрядовой комплекс отложен более широко (рис. 2). Отсюда берут начало пути флювиогляциального стока, которые вдоль внешнего склона Балтийской гряды объединяются в латеральную прадолину.

Второй краевой осцилляторный комплекс сложен преимущественно наслоенными моренными образованиями. Здесь преобладают цепочки самых крупных наслоенных моренных холмов. На внутреннем склоне этой гряды немало цокольных лимнокамов. Они местами группируются на более низком по отношению к водораздельной части уровне и слагают как бы внутреннюю террасу. Видимо, причиной их образований могли служить условия отложения краевого материала в подпруженных условиях между моренным водораздельным барьером и краем ледника.

За грядой опять протягивается ярко выраженная насыпная краевая зона, сложенная несортированным грубым материалом. На поверхности большое количество валунов.

За этим межгрядовым пространством опять проходит высокая осцилляторная краевая гряда. Внутреннее строение мезоформ этой гряды чисто наслоенное. Она сложена суглинистыми отложениями, переслаивающимися чаще всего с песчано-гравийными образованиями. Сглаженность внутреннего склона осцилляторной гряды подпруженными талыми приледниковыми водами, крупные гляциодепрессии вдоль того же склона, на дне которых залегают мощные скопления лимногляциальных отложений, значительное удаление последующих краевых комплексов — все это указывает на более длительный перерыв краевой аккумуляции на этом месте. Здесь заканчивается трехосцилляторный фазиальный цикл.

Первая фаза померанского стадиального цикла до сих пор была условно названа основной фазой (Кудаба, 1967). Этому фазиальному краевому комплексу присущи весьма выразительные гляциоморфологические особенности. Данный комплекс является самым высоким и мощным краевым моренным сооружением Балтийской гряды. Большая холмистость и западинность, слабая дренированность обусловливают большую озерность этой фазиальной полосы. Исходя из физико-географических условий, можно эту фазу и назвать основной (озерной) фазой.

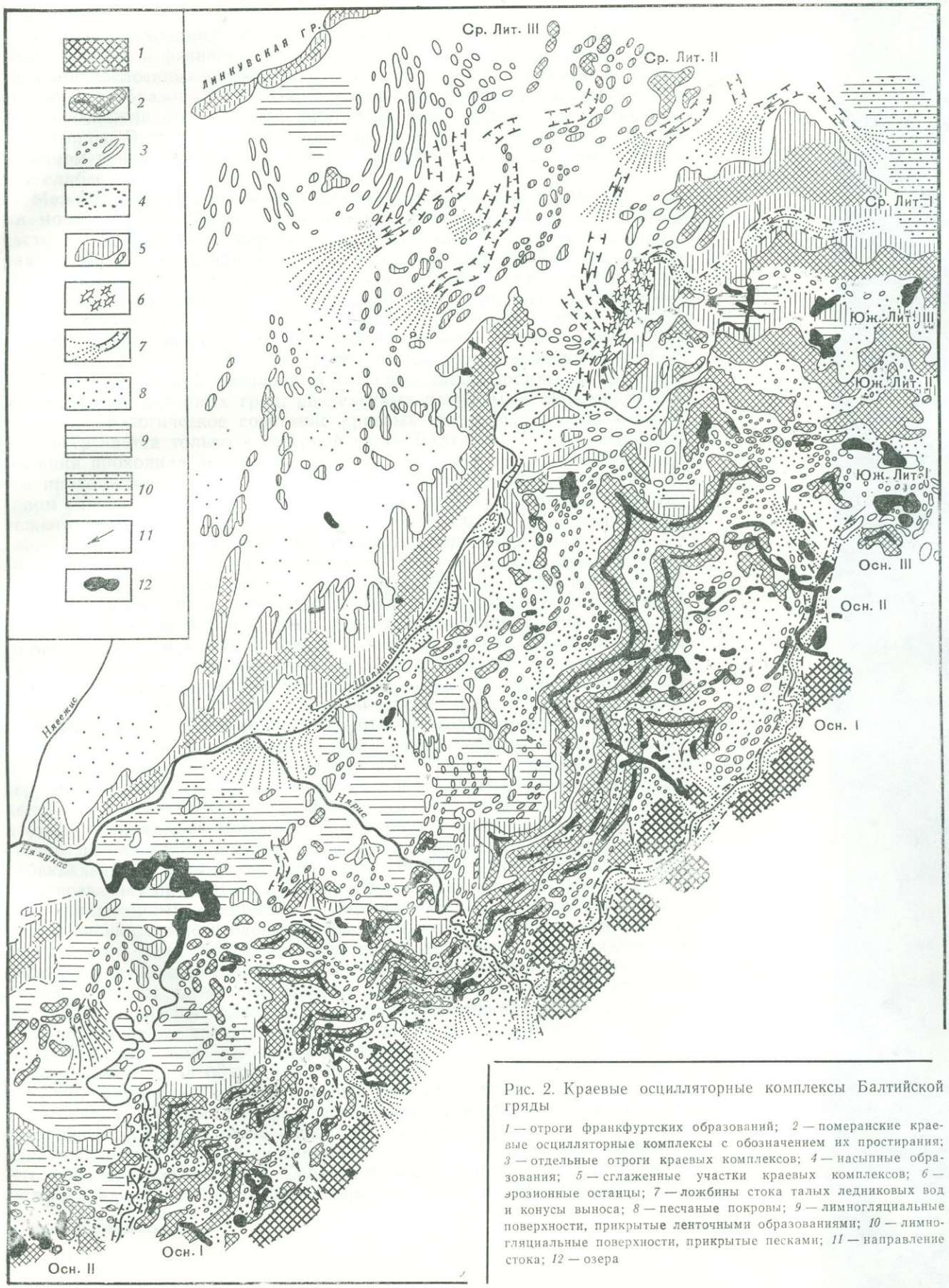


Рис. 2. Краевые осцилляторные комплексы Балтийской гряды

1 — отроги франкфуртских образований; *2* — померанские краевые осцилляторные комплексы с обозначением их простирания; *3* — отдельные отроги краевых комплексов; *4* — насыпные образования; *5* — сглаженные участки краевых комплексов; *6* — эрозионные останцы; *7* — ложбины стока талых ледниковых вод и конусы выноса; *8* — песчаные покровы; *9* — лимногляциальные поверхности, прикрытые ленточными образованиями; *10* — лимногляциальные поверхности, прикрытые песками; *11* — направление стока; *12* — озера

На северо-западном склоне Балтийской гряды проходит Южно-Литовский краевой фазиальный комплекс. Он тоже сложен тремя осцилляторными наслоенными грядами, которые разделяются промежуточными насыпными образованиями. Южно-Литовский краевой фазиальный комплекс прослеживается в северо-восточной, более высокой части Балтийской гряды. В юго-западной части краевая аккумуляция проходила в основном в подпруженных условиях, и выразительность форм рельефа там слабее.

Межфазиальная зона между Южно- и Средне-Литовскими краевыми моренными комплексами на нижней (юго-западной) присклоновой части характеризуется широким распространением лимногляциальных равнин. На северо-западном и северном склонах Балтийской гряды межфазиальные проточные бассейны слабо выражены. Здесь в межфазиальное время была выпахана система эрозионных прадолин, по которым осуществлялся сток из локальных приледниковых бассейнов: Даугавпилсского, Сартайского и др. На большом участке эту межфазиальную прадолину используют р. Швянтойи и некоторые небольшие речки.

Средне-Литовский фазиальный комплекс также состоит из трех наслоенных осцилляторных гряд, разделенных насыпными образованиями. Такое морфологическое сочетание краевых форм в этой фазиальной зоне встречается только в северной части Балтийской гряды, где аккумуляция проходила на фронтальном участке края ледника. Юго-западное продолжение Средне-Литовских краевых гряд образовалось на боковом участке ледниковой лопасти, и осцилляторные краевые гряды выражены здесь слабо. На месте межгрядовых насыпных образований прослеживается система ложбин, вымытых стекавшими водами.

Для краевых образований южно- и среднелитовских фаз характерно отсутствие типичных напорных образований и развитие спокойно наслоенных и насыпных. Количество аккумулированного моренного материала для Южно-Литовской гряды в несколько раз, а для Средне-Литовской по крайней мере в десять раз меньше, чем для основной озерной гряды. Соответственно и относительная высота, рельефная выраженность в Южно- и Средне-Литовских фазиальных рубежах меньше. Ширина полос, наоборот увеличивается. Осцилляторные краевые гряды в Южно-Литовской, а тем более в Средне-Литовской полосе очень широкие.

Морфология и фациальный состав краевых образований строго закономерно меняются в проксимальном направлении. В связи с этим для территории Балтийских высот можно сделать выводы о динамике и ходе деградации померанского ледникового покрова. Видно ритмичное чередование гляциальных моренных наслоенных краевых комплексов с частично флювиогляциальными насыпными, иначе говоря — наслоенных субаквальных с насыпными субаэральными. Этот диагностический признак позволяет проследить краевые циклы осцилляторного ранга — ритмы осцилляторных «зимовок» и межосцилляторных «оттепелей». Эти ритмы являются многогодовыми, так как некоторые осцилляторные гряды проходя через более крупные гляциодепрессии, разделяются на десятки еще более мелких краевых моренных отрогов. Краевой отрог обычно слагают единичные продолговатые моренные холмы, которые, возможно, являются годичными аккумулятивными краевыми формами.

Осцилляторные краевые гряды группируются в три крупные краевые зоны более высокого ранга — фазиальные краевые комплексы. Основная (озерная) фаза объединяет напорные и наслоенные краевые образования, обозначающие в более узкой зоне стабилизацию померанского края ледника. Видимо, по генетическим свойствам можно основную (озерную) фазу характеризовать фазой стабилизации. Южно-Литовской фазиальной полосе на всей ее ширине присущи рецессионные свойства. Это фаза краевой рецессии. Среднелитовские осцилляции одновременно проходили на более широкой краевой зоне. Проходило не только

краевое рецессирование, но и глубинная деградация ледниковой лопасти, образовались щелевые (тоннельные) формы. По главному динамическому признаку среднелитовскую фазу определяем деградационой фазой.

Фазиальные краевые комплексы разграничиваются морфологическими образованиями более высокого ранга — системами приледниковых бассейнов и эрозионных прадолин. Следовательно, это образования более длительных перерывов померанского аккумулятивного цикла.

Морфологические особенности Балтийской гряды позволяют прослеживать динамические циклы разных рангов. Самым низким рангом динамического цикла, видимо, можно считать цикл, соответствующий морфологической единице годичной гряды. На территории Балтийской гряды выделяется девять динамических циклов осцилляторного ранга. Они, группируясь по три, слагают три фазиальных цикла. Три фазиальных цикла составляют померанскую стадию, которая, в свою очередь, является одной из трех динамических единиц (померанский, франкфуртский и бранденбургский стадиальные циклы) еще более высокого ранга.

ЛИТЕРАТУРА

Кудаба Ч. К вопросу распространения среднелитовских и южнолитовских краевых образований.— В сб. «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии». Вильнюс, 1967.

Basalykas A. Pakrastinial ledyninial darinial ir kai kurios pastabos Lietuvos TSR teritorijos deglaciacijos klausimu.— Lietuvos TSR Aukstuju mokyklu Mokslo darbai, Geografija ir geologija, t. II, 1962.

Dalinkevicius J. Lietuvos reljefo formos ir ju kilme. Musu zinynas, 1935, T. XXIX, Nr. 125.

Gudelis V. Lietuvos TSR Ba'tijos pajurio geologines raidos vėlyvajame glaciale ir postglaciale (holocene) pagrindinial etapai. Vilniaus Valst. V. Kapsuko universiteto mokslo darbai, t. III, 1955.

Mortensen H. Beiträge zur Entwicklung der glazialen Morphologie Litauens. Geologisches Archiv. Bd. III, H. 1—2. Königsberg, 1924.

Kudaba C. Kai kurie Dzukijos aukstumos glacialmorfologijos bruozai.— Lietuvos TSR Aukstuju mokyklu mokslo darbai, Geografija ir geologija, t. II, 1962.

Kudaba C. Drukijos aukstumu morfostrukturos klausimu.— Lietuvos TSR Aukstuju mokyklu Mokslo darbai, Geografija ir geologija, T. III, 1964.

Kudaba C. Ledyniniai pakrastiniai dariniai Molėtu aukstumose.— Lietuvos TSR Aukstuiumokyklu Mokslo darbai, Geografija ir geologija, T. V, 1968.

ФОРМЫ ДЕГРАДАЦИИ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ И ТИПЫ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

А. А. АСЕЕВ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕГЛЯЦИАЦИИ

В результате более чем 100-летнего изучения следов древних материковых оледенений в Европе совместными усилиями ученых разных стран были созданы основные представления о характере деградации покровного оледенения, наиболее детально разработанные применительно к последнему, верхнеплейстоценовому ледниковому покрову. При этом были установлены две основные особенности ледникового края во время дегляциации: его маломощность, сказавшаяся в тесной зависимости движения льда от рельефа ложа, и колебательный, осцилляторный, характер деградации, прерывавшейся стабилизацией ледника и даже временным возрастанием его площади.

При более детальных исследованиях наметились и другие, внешне противоречивые особенности дегляциации. С одной стороны, линейно-концентрическое размещение поясов краевых образований, обилие морен напора и сопряженных с ними форм ледникового выпахивания в рыхлых породах ложа считались признаком фронтального отступания активного ледникового края. С другой стороны, повсеместное распространение форм ледникового рельефа, генетически связанных с поверхностным таянием неподвижного льда, свидетельствовало об омертвлении краевой зоны в процессе деградации. Мнимая бесспорность первого вывода подтверждалась также варвометрическими геохронологическими наблюдениями за скоростью отступания ледникового края в приледниковых бассейнах, позволяющими проследить почти без перерывов процесс сокращения последнего ледникового покрова на поздних этапах деградации в пределах Фенноскандии. Вместе с тем генетическая связь аккумулятивных форм рельефа с мертвым льдом казалась сомнительной, в лучшем случае гипотетической, виду несоответствия общей концепции фронтального отступания.

Образование полей мертвого льда, первоначально установленное В. Вольффом (Wulff, 1924) на Мекленбургском озерном плато, нашло широкое признание в исследованиях 20—30 гг., но незаслуженно забывалось в послевоенных зарубежных работах несмотря на то, что этот взгляд получал неоднократные подтверждения в областях современного покровного оледенения, начиная с работ К. Гриппа на Шпицбергене в 1925—1927 гг. и кончая наблюдениями советских ученых в Антарктиде (Евтеев, 1964). Большая заслуга в правильной оценке роли мертвого льда в процессе деградации материковых оледенений в советских исследованиях принадлежит А. И. Спиридонову (1938, 1949 и др.).

Довольно позднее и медленное признание большого значения поверхностного таяния при дегляциации области Балтийского щита, начавшееся после известных работ К. Маннерфельта (Mannerfelt, 1945, и др.), объясняется отмеченным выше и казавшимся непреодолимым противоречием с результатами выдающихся геохронологических исследований Г. Де-Геера (De-Geer, 1940). Поэтому первоначально образование мертвого льда допускалось главным образом для ранних этапов деградации, тогда как дегляциация внутренних районов Фенноскандии рассматривалась больше как равномерно-ускоренное отступание ледникового края, чем отчленение краевых частей ледника. Дальнейшие исследования советских ученых на Кольском полуострове (Зворыкин, Лопатников, 1950, и др.) подтвердили правильность выводов К. Маннерфельта.

Непопулярность идеи деградации путем утончения ледникового края, вплоть до полной потери способности к движению, отражают многочисленные попытки объяснить формирование озов, камов и других форм, связанных с вытаиванием мертвого льда, иными динамическими условиями. Однако каждая из этих гипотез, начиная с дельтовой гипотезы происхождения озов по Де-Геру (De-Geer, 1897), не дает объяснения генезиса всех форм ледниковой аккумуляции данного типа, а может претендовать только на объяснение механизма образования сравнительно небольшой части этих форм в специфических локальных условиях. Так, при водном контакте активного материкового льда в условиях замедленного таяния, свойственных высоким широтам, дельтовая гипотеза происхождения озов находит подтверждение в исследованиях А. А. Никонова (1959) в бассейне р. Лотта на Кольском полуострове. Вместе с тем происхождение всего комплекса аккумулятивных форм «ледникового контакта», описанных рядом исследователей, начиная с Р. Флинта (Flint, 1929), с позиций фронтального отступания остается необъяснимым.

Как показывают наблюдения во всех областях современного оледенения, фронтальное отступание ледникового края неизбежно сопровож-

дается его постоянной осцилляцией, связанной как с периодическими (начиная с сезонных, кончая эпохальными), так и непериодическими, экстремными изменениями баланса льда, которые отражают колебательный характер изменений климата. Однако даже при однозначных изменениях климата на одних участках ледниковый край активно отступает, на других — приближается к стационарному состоянию, а на третьих еще продолжает наступать. Это связано со сложной дифференциацией скорости движения покровного ледника в краевой зоне, постоянно меняющейся с изменением мощности льда и перераспределением его потоков. При такой сложной зависимости колебаний края ледника от изменений климата становится очевидным, что даже при непрерывном и прогрессивном потеплении климата (чего тоже не было) равномерное и непрерывное фронтальное отступание ледникового края без постоянных осцилляций допустить невозможно.

Поскольку каждая локальная осцилляция при повторном фронтальном наступании оставляет следы в рельефе в виде морен напора, отступание каждого участка ледникового фронта всегда сопровождается концентрической серией краевых фронтальных образований. Возможные интервалы между дугами краевых морен не превышают 10—20 *км*, что отражает невозможность непрерывного отступания ледникового края значительной продолжительности, например более 50—100 лет, на фоне колебаний климата разной периодичности. На поверхности участков фронтальной дегляциации, даже при допущении очень значительных для субаэральных условий скоростей отступания — 100—200 *м/год*, неизбежно должны были оставаться продукты перемыва стаявшего мореносодержащего льда в виде зандра. Таким образом, происхождение значительных площадей слабоволнистых равнин основной морены, часто лишенных флювиогляциального чехла, не может найти объяснения с позиций фронтального отступания ледникового края. Отдельные попытки считать волнистость таких равнин в качестве признака наличия рецессионных, иногда даже годичных краевых морен не имеют какого-либо фактического обоснования.

Фронтальное отступание исключает также возможность перехода поверхностной (абляционной) морены в отложенное состояние без вторичного перемыва, т. е. без превращения во флювиогляциальные отложения. Если же представить себе сильно выположенный и покрытый мореной ледниковый край со стекающими к его подножию грязе-каменными потоками, т. е. условия, свойственные пассивному или мертвому льду, то ни о каком фронтальном убывании активного ледникового края не может быть и речи. В наземной обстановке сохранение крутого уступа ледникового края, отступающего параллельно самому себе, могло достигаться только при обильном притоке льда к краю и еще более значительной абляции.

Совершенно иные условия для сохранения уступа и последовательного отступания ледникового края, независимо от скорости движения льда, создавались при его контакте с приледниковым бассейном благодаря летней термической абразии нижней части уступа. Поэтому все геохронологические коннексии ленточных глин, относящиеся именно к этому случаю, не дают представления о динамическом состоянии ледникового края. При определении больших скоростей отступания ледникового края (300—400 *м/год*) более вероятно предположение о быстром разрушении берегов приледниковых озер, образуемых не активным, а мертвым льдом.

В свете изложенного медленное, а затем быстрое отступание ледникового края от линии Среднешведских морен, по-видимому, не является свидетельством быстрого потепления климата к концу финигляциала, а отражает превращение первоначально активного ледникового края в мертвый. При этом общая схема дегляциации равнин Фенноскандии

представляется нам совершенно отличной от традиционной (Герасимов, Марков, 1939).

Поскольку ледниковый покров на протяжении длительного времени и на огромном фронте непрерывно контактировал с водами балтийского ледникового озера, иольдиевого моря, последовательное отступание ледникового края могло протекать и при его омертвлении. Отсутствие или по меньшей мере слабое развитие маргинальных образований внутри указанного пояса при необычайно широком распространении радиальных линейных форм, в виде прекрасно выраженных озовых гряд значительной длины, свидетельствуют также о медленном поверхност-

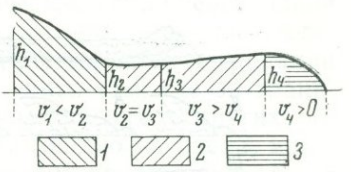


Рис. 1. Схема динамики ледникового края при образовании периферического покрова

1 — зона вязко-пластичного течения; *2* — зона глыбового движения; *3* — зона вязкого растекания; h_{1-4} — мощность льда в створах; v_{1-4} — скорость движения льда

ном таянии огромных полей мертвого льда, в теле которого прокладывали себе путь ледниковые потоки. Их устья часто находились ниже уровня приледниковых бассейнов, что затрудняло сток и способствовало выполнению русел наносами. В условиях еще довольно сурового климата высоких широт поверхностное таяние довольно мощного мертвого льда, покрытого моренным чехлом, протекало медленно и ускорялось лишь в результате термической эрозии талых вод. Только в такой обстановке могли возникнуть классические озовые цепи Финляндии, наследующие динамические трещины растяжения, в свою очередь, тесно связанные с преобладающей ориентировкой основных неровностей ледникового ложа. Сток затруднялся также остаточным изостатическим опусканием.

В противоположность водному контакту в субаэральных условиях механизмом фронтального отступания можно объяснить дегляциацию очень ограниченных участков, не превышающих по ширине нескольких километров, максимум — первых десятков километров. Следует иметь в виду, что абляция, способная вызвать сколько-нибудь значительное отступание тонкого ледникового края, одновременно протекает и на поверхности льда всей краевой зоны, сокращая его мощность, а следовательно, и скорость вплоть до полного прекращения движения, стагнации или омертвления.

Предпосылки к образованию мертвого льда заложены в самом процессе растекания ледникового покрова. Эллипсоидальная форма профиля вязко-пластичного растекания, свойственная наступающему ледниковому щиту, определяется нарастанием скоростей движения к краю, обеспечивающим непрерывность движения при быстром убывании мощности льда, т. е. равенство количества льда, протекающего через соседние створы за единицу времени. Однако при достижении определенной минимальной мощности тормозящее влияние шероховатости ледникового ложа и силы внутреннего сцепления становятся столь значительными, что скорости в соседних створах выравниваются, а профиль выполаживается. Дальнейшее падение скоростей движения вызывает образование обратного уклона поверхности. Глыбовое движение осуществляется за счет ориентированного давления, преодолевающего донное трение. После снижения скорости до минимальной концевая часть уплощенного профиля растекания формируется уже по закону вязкого движения, и напряжения сжатия в поверхностном слое льда сменяются напряжениями растяжения, что наблюдается при полном развитии процесса (рис. 1).

В эмбриональной форме этот процесс, видимо, наблюдается и в Антарктиде, поверхность которой только на высотах 1000—3000 *м* близка к эллипсоидальной, а у края истинная поверхность лежит на 400—500 *м* выше расчетной (Шумский, 1967). Профиль растекания трансформировался абляцией, которая только подчеркивала его первичные особенности и способствовала дальнейшему уменьшению мощности растекающегося льда. Торможение при растекании вызывалось не только характером рельефа ложа, но и наличием его обратных уклонов вследствие изостазии.

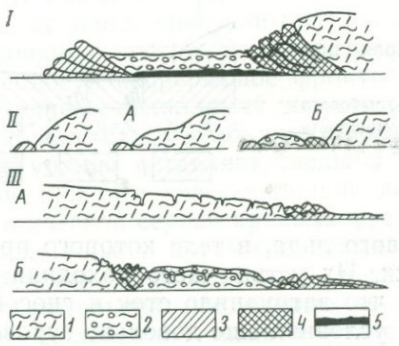


Рис. 2. Схема деградации оледенения

I — по К. Гриппу (Gripp, 1943); *II* — по К. Бюлову (Bülow, 1952); *III* — по В. К. Гуделису (1963).

А — образование морен напора у активного ледникового края; *Б* — превращение краевой зоны ледника в поле мертвого льда. *1* — активный край ледника; *2* — поле мертвого льда; *3* — внешняя краевая морена; *4* — внутренняя краевая морена; *5* — основная (донная) морена

В плане растекание было веерообразным, дивергентным, что способствовало образованию сплошной каймы тонкого периферического покрова. При этом наблюдалась значительная дифференциация скоростей движения, начинавшаяся еще в пределах склонов щита. Выводные ледники, для возникновения которых, как показывают наблюдения в Антарктиде, достаточно лишь пологих депрессий дна (Шумский, 1967), отличались более быстрым движением и давали более обширные, но тонкие веера растекания, а разделяющие их участки малоактивного льда — менее широкие, но более мощные покровы.

Быстрый рост скорости истечения в пределах амфитеатров выводных ледников, по-видимому, связан с донным таянием (Асеев, 1966), что отмечает также П. А. Шумский (1967) применительно к Антарктиде. По П. А. Шумскому, в пределах выводных ледников температура льда в основании находится на точке плавления, тогда как на разделяющих их повышенных участках поверхность ложа находится в мерзлом состоянии, что и обеспечивает первичную дифференциацию скоростей движения. Интенсивное истечение выводных ледников способствовало общему уменьшению крутизны склонов щита, что вызывало падение скоростей у основания покрова и его частичное омертвление. Скачкообразное уменьшение области абляции подготавливало условия для новой пульсации.

Скачкообразность процесса дегляциации подтверждается и теоретическими расчетами скорости деградации последнего ледникового покрова. Так, по расчету В. Г. Ходакова (1968), фронтальное непрерывное отступание ледника до вершин Скандинавских гор за период 17 500—8 000 лет назад могло обеспечиваться только при температуре воздуха у края ледника на 2° выше современной (за вычетом охлаждающего влияния самого ледника и без учета неоднократных повторных пульсаций). Как отмечает В. Г. Ходаков, для гляциоклиматического объяснения таких пульсаций необходимо допущение резкого понижения температуры воздуха на 8° и последующего ее повышения на 10°, но даже в этом случае время, необходимое для каждой из таких стадиальных подвижек, значительно превышает 1500 лет. Таким образом, для осуществле-

ния деградации в сроки, близкие к действительным, требуется заведомо не существовавшее на самом деле очень значительное потепление климата, но и в этих оптимальных условиях времени для повторных осцилляций не остается. В действительности деградация даже на сравнительно поздних этапах протекала в более суровых климатических условиях (Асеев, 1969), а быстрый темп дегляциации при неоднократно повторяющихся и в совокупности длительных осцилляциях обеспечивался скачкообразным отодвиганием края активного льда на многие десятки километров.

Характерно, что описанный выше процесс дегляциации удивительно согласованно рисуется разными авторами независимо друг от друга (рис. 2). По-существу, мы видим разные графические воплощения одной идеи о скачкообразном, а не равномерном сокращении площади оледенения. Как отмечает С. А. Евтеев (1964), такой же характер деградации наблюдается и у Антарктического ледникового щита там, где он граничит с оазисами. О том же свидетельствуют наблюдения в других областях современного покровного оледенения. Как видно на рис. 2, краевые морены образуются не только перед внешним краем покрова, но и на границе активного и мертвого льда. Поэтому в соответствии с господствующим механизмом деградации при реконструкциях следует строго разграничивать внешние и внутренние (открытые и закрытые, по К. Гриппу — Gripp, 1943) системы краевых образований.

ВНЕШНИЕ КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Конфигурация внешних краевых зон всюду определялась особенностями рельефа ложа, но их морфологическая выраженность, отражающая гляциодинамическое состояние ледникового края, находится в более сложной зависимости от доледникового рельефа. При отсутствии внешних препятствий к свободному растеканию и благоприятных уклонах ложа материковый лед оканчивался узкой полосой вязкого (ламинарного) течения и у внешнего края полностью утрачивал рельефообразующую способность. Это подтверждается многочисленными наблюдениями за залеганием основной морены в разрезах без каких-либо динамических нарушений подстилающих отложений, часто очень тонких и пластичных. Иногда наблюдаются, правда, статические текстуры выдавливания, связанные с небольшой ледниковой нагрузкой предельного растекания[1]. Динамических гляциодислокаций в этих случаях не наблюдается, так как при вязком растекании придонная скорость равна нулю.

При вязком течении лед мог без нарушений облекать мелкие положительные и отрицательные формы подстилающей поверхности, которые при глыбовом движении были бы неизбежно денудированы или преобразованы. Перед небольшими уступами сначала возрастала мощность вязкого льда, а затем он переливался через бровку. Так же заполнились льдом многие поперечные древние долины, не сохранившие по бортам следов гляциодеформаций.

Кайма вязкого течения могла существовать как по периферии крупных ледниковых лопастей, растекавшихся по обширным доледниковым низинам, например Днепровского и Донского языков, так и вдоль слабо изрезанного мелкофестончатого ледникового края на плоских равнинах. Однако при возрастании продольных уклонов или скоростей дви-

[1] Под предельным растеканием подразумевается минимальная мощность нагретого до точки плавления льда, при которой он способен растекаться под действием собственной тяжести. По П. А. Шумскому (1955), заметное движение льда при уклонах в 1° начинается при мощности 60 *м*.

жения вязкое растекание вновь могло сменяться глыбовым скольжением по ложу.

Ледниковые языки с ламинарным течением могли выдвигаться вперед по продольным широким речным долинам с малыми уклонами днищ, не деформируя их склонов, но на участках сужения долин, обычно приуроченных к зонам тектонических нарушений, движение льда приобретало глыбовый характер, чем и объясняется обычная приуроченность гляциодислокаций в древних долинах к местам тектонических деформаций пород. Вместе с тем во многих случаях, когда вязкое растекание льда предшествовало глыбовому движению, заполнивший древние эрозионные формы или озерные котловины лед оставался неподвижным и консервировал их от экзарации, поскольку дальнейшее скольжение осуществлялось по внутренним плоскостям разрывов и надвигов (Асеев, 1967). Поэтому гляциодислокации иногда наблюдаются только в верхней части склонов древних долин.

При наличии препятствий свободному ламинарному растеканию в виде значительных неровностей ложа (уступы, обратные уклоны) пластичное движение глыб льда наблюдалось вплоть до его внешнего края. В таких случаях положение края ледника фиксировалось выраженными или невыраженными в рельефе гляциодислокациями. Такое динамическое состояние ледникового края более свойственно внутренним краевым образованиям, где не было условий для свободного растекания, но наблюдалось также и во внешних краевых зонах при сочетании достаточно больших скоростей движения льда у края с препятствиями, резко тормозящими это движение. Некоторые особенности ледникового рельефообразования в условиях глыбового движения будут рассмотрены ниже, а пока отметим только, что быстрое глыбовое движение с сильным напором ледникового фронта благодаря передаче ориентированного давления было не менее благоприятно для последующего омертвления всей ледниковой лопасти, чем свободное растекание.

Разнообразное отражение в рельефе внешних краевых зон разных гляциодинамических условий показано на рис. 3. Наиболее распространенным является полное отсутствие каких-либо грядовых маргинальных форм вдоль границы оледенения (*I*), которая устанавливается в этом случае по особенностям эрозионного расчленения и характеру покровных отложений по обе стороны границы (I, *1*, *а*).

Иногда граница оледенения находит слабое морфологическое выражение в виде аванформ, представленных отдельными холмами или группами камов. По классической схеме, с дистальной стороны границы оледенения располагается зандровая, а с проксимальной — моренная равнина (I, *1*, *б*). Однако при наличии неровного доледникового рельефа у края ледника зандр развивается фрагментарно (I, *1*, *в*), а при радиальном эрозионном расчленении преобразуется в систему долинных зандров (I, *1*, *г*). При наличии продольных долин ледниковые воды дренировались маргинальными ложбинами стока (I, *1*, *д*).

При обратных уклонах поверхности, затруднявших отток талых вод от ледника, граница оледенения может обозначаться не внутренним, а внешним краем зандра, формировавшегося на поверхности льда после его омертвления (I, *2*). Если зандр распространен по обе стороны границы оледенения, то она может быть выражена как граница плоского и волнисто-холмистого зандра. Во всех случаях, обозначенных индексом *I*, граница оледенения отражает отсутствие фазы хотя бы кратковременного стационарного положения ледникового края, который после медленного вязкого растекания сразу превратился в мертвый лед. Ширина полосы мертвого льда определяется расстоянием до ближайших внутренних краевых образований.

Кратковременное стационарное состояние края активного льда фиксируется прерывистой цепью низких (высота 3—5, редко 10 м) морен на-

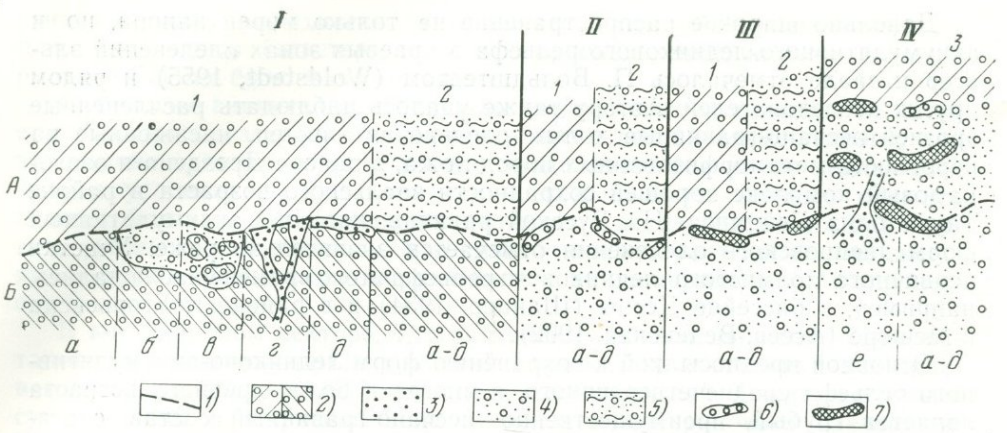


Рис. 3. Типы внешних (открытых) краевых зон (в плане)

А — формирование рельефа в краевой ледниковой зоне. Краевые образования: *I* — не выражены; *II* — представлены аккумулятивными моренами; *III* — представлены напорными моренами; *IV* — представлены моренами разного генезиса. *1* — омертвление ледникового края с образованием моренной равнины; *2* — то же, с образованием наледникового зандра; *3* — фронтальное отступание ледника с образованием зандров между краевыми моренами. *Б* — формы обводнения приледниковой зоны: *а* — зандр не образуется; *б* — плоский покровный зандр; *в* — плоский фрагментарный зандр; *г* — долинные зандры; *д* — зандры маргинальных ложбин; *е* — сложные ярусные зандры.
1) — граница оледенения; *2)* — моренные волнистые равнины разного возраста; *3)* — линейные и сложные конусные зандры; *4)* — плоские зандровые равнины; *5)* — волнисто-холмистые зандровые равнины; *6)* — аккумулятивные морены; *7)* — морены напора

копления (*II*). Краевые зоны, представленные на значительных протяжениях моренами накопления, встречаются редко. Их образование отражает тот редкий случай, когда глыбовое движение материкового льда затормаживалось постепенно, а ледниковый край был так тонок, что не мог уже значительно деформироваться вязким растеканием; движение льда балансировалось значительной краевой абляцией.

При наличии препятствий ложа и динамических условий для сохранения глыбового движения создавались внешние морены напора (III) от слабо выраженных в рельефе деформаций давления до массивных валов, чаще представляющих системы чешуйчатых надвигов местного и принесенного льдом материала. При повторных осцилляциях ледникового края создавались ярусные сооружения из нескольких сгруженных вместе параллельных гряд. Являясь признаком повторных осцилляций, такие сооружения не могут служить доказательством вторичного наступания ледника после значительного убывания.

Свидетельством прерывистого фронтального отступания являются системы насыпных и напорных гряд, разделенные зандрами (*IV*). И в этом случае повторное наступание льда после значительного убывания можно предполагать только при резком несогласии в простирании разных систем морен напора, что указывает на перестройку динамики ледникового края за период между двумя наступаниями. Зандры, разделяющие такие системы, отличаются сложным ярусным строением, ложбины стока террасированы (*IV*, *3*, *е*).

Наряду с разнообразием краевых образований в пределах внешних краевых зон более молодых материковых оледенений, особенно последнего, граница днепровского оледенения почти не выражена в рельефе, что часто объясняется длительной денудацией, уничтожившей его краевые образования. Недостаточность такого объяснения, отмечавшаяся нами и ранее (Асеев, 1962), становится очевидной как при знакомстве с сохранившимися формами ледникового рельефа в областях наиболее древних оледенений, так и при изучении процессов денудации гляциальной морфоскульптуры в области московского оледенения.

Довольно широкое распространение не только морен напора, но и аккумулятивного ледникового рельефа в краевых зонах оледенений эльстер и заале отмечалось П. Вольдштедтом (Woldstedt, 1955) и рядом других исследователей. Автору также удалось наблюдать расчлененные эрозией песчано-гравийные холмы оледенения эльстер, насаженные на неровности метаморфизованных пород ложа, в районе Дрездена и озово-камовый комплекс хорошей сохранности заальского возраста в районе Тауха близ Лейпцига. На Русской равнине наличие аккумулятивных форм днепровского оледенения отмечается значительно реже. Участки первичного холмистого ледникового рельефа этого времени наблюдались, например, в бассейне Десны (Шанцер, 1934) и в районе г. Егорьевска в Мещере (Асеев, Веденская, 1962).

Основной предпосылкой к сохранению форм ледниково-аккумулятивного рельефа среднечетвертичного, а иногда и более древнего возраста является грубый, преимущественно песчано-гравийный состав слагающих его отложений. В то время, как крупные холмы, сложенные более суглинистым моренным материалом, склонны к постепенному выполаживанию и смягчению форм вплоть до полного «расплывания», мелкие и средние холмы и гряды с песчано-гравийным ядром обладают значительной фильтрующей способностью и более стойко сохраняют крутизну склонов и свежесть форм, несмотря на неоднократные колебания климата и связанное с ними усиление различных денудационных процессов. Вместе с тем поскольку холмистый рельеф чаще приурочен к возвышенностям, в пределах которых его переработка протекала преимущественно за счет линейной эрозии, контрасты высот в результате врезания временных и постоянных водотоков в котловины между холмами только возрастали (Дик, 1946).

Наблюдения за эрозионной переработкой ледникового рельефа возвышенностей в области московского оледенения (Угличской, Минской, Чухломской) показывают, что на гребнях эрозионных увалов часто сохраняются как бы насаженные ледниково-аккумулятивные холмы, многие из которых по крутизне и свежести не уступают формам последнего оледенения. Поэтому нельзя не согласиться с А. И. Спиридоновым (1957), отметившим невозможность полного исчезновения первичного холмисто-грядового ледникового рельефа в результате сглаживания. Характерно, что и К. Грипп (Cripp, 1924), выдвинувший идею о геоморфологическом критерии определения возраста оледенения, опирался не на сглаживание древних ледниковых форм, а на степень эрозионного расчленения замкнутых депрессий между холмами. Вместе с тем вполне верен и взгляд А. А. Борзова (1954) о преобладании вторичных моренных равнин в областях среднечетвертичных материковых оледенений. Следует только иметь в виду, что вторичные моренные равнины возникали из первичных волнистых или очень полого-холмистых моренных равнин, а не из участков резко холмистого ледникового рельефа. О невозможности бесследного исчезновения краевых морен напора, часто имеющих корни гляциодислокаций на 100 *м* и более в толщу коренных пород, говорить не приходится.

Из всего сказанного вытекает, что редкость краевых образований и участков холмистого рельефа в областях днепровского и отчасти московского оледенений является первичной особенностью и объясняется не столько возрастом ледникового рельефа, сколько особенностями деградации создавшего его оледенения.

Можно предполагать, что в днепровское время создавались наиболее благоприятные условия для свободного растекания ледникового края, чему способствовало общее тектоническое опускание Русской платформы, особенно значительное в пределах эрозионно-тектонических низменностей, например Приднепровской и Донской (Тамбовской). В окское время ледник встречал на своем пути высоко поднятую и сильно расчле-

ненную эрозией поверхность [1]. По-видимому, этим объясняется меньшая площадь окского (эльстер, краковского) оледенения, которое в Центральной Европе было максимальным.

Если более значительная площадь днепровского оледенения не является прямым следствием наиболее суровых климатических условий, как это обычно принято считать, далеко продвинувшийся на юг ледниковый край в условиях валдайского или несколько более мягкого климата должен был достигать состояния изотермии, а следовательно, приобретать минимальную вязкость. Это способствовало растеканию без жестких деформаций и трещинообразования, а также термокарстовых процессов в мертвом льду.

В юго-западном секторе, где активное глыбовое движение было остановлено предгорьями Центральной Европы, гор обстановка для краевого рельефообразования была более благоприятной. Сходные условия существовали и в краевой зоне последнего материкового оледенения Европы, преодолевшего значительный обратный уклон ложа, вызванный верхнеплейстоценовым тектоническим поднятием и усиленный изостатическим эффектом. Поэтому краевое растекание валдайского ледника было менее значительным, лед чаще сохранял у края глыбовое движение и рельефообразующую способность. Однако даже у валдайского ледника, как показывает несовпадение геоморфологической и стратиграфической границ, внешняя краевая зона была зоной преимущественно свободного растекания, и только на склонах возвышенностей, где глыбовое движение гасилось рельефом ложа, внешний край льда обозначался моренами напора и другими маргинальными формами рельефа.

ВНУТРЕННИЕ КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ИХ СВЯЗЬ С РЕЛЬЕФОМ ЛОЖА

По-существу, внутренние краевые образования обладают тем же морфологическим разнообразием, что и внешние, однако их отличает лучшая морфологическая выраженность. Это относится как к моренам напора, количество и размеры которых внутри области оледенения возрастают, так и к формам, связанным с вытаиванием мертвого льда. Возрастает и концентрация краевых образований на единицу площади. Краевые образования сближены между собой. Создается впечатление о росте активности материкового льда, т. е. его рельефообразующей способности по мере деградации. Правда, это относится только к более или менее широкому концентрическому поясу стабилизации оледенения после первого значительного сокращения.

Расположение таких поясов связано с орографическими препятствиями, которые ледник ранее свободно преодолевал. Для московского оледенения подобный пояс прослеживается от возвышенностей Белоруссии через водораздельные высоты Смоленско-Московской возвышенности в направлении на Угличскую, Грязовецкую, Чухломскую возвышенности и далее вдоль Северных Увалов. Для валдайского оледенения — вдоль Балтийской гряды и Валдайско-Онежского уступа. Следует отметить, что даже в пределах этих поясов не наблюдается линейно вытянутых непрерывных цепей краевых образований. Они рисуются только как продукт обобщения и генерализации на мелкомасштабных картах, разреживаются и усложняются (раздваиваются, утраиваются) на картах съемочных масштабов и совершенно распадаются на нелинейные комплексы при крупномасштабном картировании элементарных форм ледникового рельефа. Разреживание или исчезновение краевых образований чаще наблюдается в пределах низменностей, а концентрация — в пределах возвышенностей.

[1] Поэтому формы ледникового выпахивания и напора древних погребенных речных долин чаще относятся к окскому, чем днепровскому, времени.

За пределами указанных поясов даже разорванных цепей краевых образований уже не наблюдается. Существуют лишь отдельные системы морен напора и сопутствующих форм, фрагментарно окаймляющих отдельные лопасти и языки, которые можно связать воедино лишь логически. На юго-восточном склоне Балтийской котловины такие системы приурочены преимущественно к депрессиям заливов, в общих чертах повторяя их конфигурацию. Фрагменты краевых образований находятся и в тылу главного пояса московского оледенения. На отдельных участках они ограничивали растекание валдайского ледникового покрова. Унаследованное развитие морен напора имеет место и внутри области валдайского оледенения.

Тесная связь внутренних краевых образований наблюдается и с другими, крупными и мелкими, неровностями ледникового ложа. Не останавливаясь на роли крупных межлопастных возвышенностей в ледниковом рельефообразовании (Асеев, 1968), кратко рассмотрим только рельефообразующее значение широких (низменности) и узких (древние долины) отрицательных элементов ледникового ложа.

Внутри области оледенения ледниковые лопасти в низинах часто приобретали сложную конфигурацию, вплоть до дендритовой, осложняясь системами выдвигавшихся из них языков. Поэтому уже давно применяемое немецкими исследователями таксономическое подразделение: поток — лопасть — язык, хотя и не является гляциодинамическим, более приемлемо при изучении внутренних краевых образований. Формирование языков второго порядка отражает особое гляциодинамическое состояние, когда глыбовое дивергентное движение, встречая сопротивление к растеканию, сосредоточивалось в узких линейных врезах доледниковых долин, частично уже заполненных мертвым льдом, и давало кратковременно действующие, но очень активные ледниковые языки. Отсутствие значительных уклонов ложа компенсировалось благоприятными условиями скольжения. Сходный процесс наблюдается и в горных странах, где ледники узких поперечных долин моделируют троги, а в широких продольных депрессиях, свободно растекаясь, утрачивают рельефообразующую способность.

В противоположность краям свободно растекавшихся лопастей концы языков глыбового движения выпахивали характерные, углубляющиеся к внешнему краю ложбины, сопровождаемые боковыми и фронтальными моренами. Классическим примером языкового бассейна, обычно занятого озером, является котловина оз. Свирь в Белоруссии. Подобные языковые бассейны широко распространены в тылу поморских краевых образований на территории ГДР.

Правильная оценка роли древних долин в ледниковом рельефообразовании очень важна, поскольку от этого зависит степень достоверности выводов о четвертичной тектонике областей древнего материкового оледенения. Эта проблема заслуживает особого рассмотрения. Отметим здесь только несомненную предопределенность форм ледникового выпахивания древней эрозией даже при возникновении трогов в горах. На равнинах корытообразные формы ледникового выпахивания сменяются более открытыми ложбинами языковых бассейнов. Частое сохранение узких каньонообразных погребенных врезов свидетельствует о том, что значительная часть древних долин подвергалась преимущественно не ледниковому выпахиванию, а гляциофлювиальному размыву днищ при участии гидравлического эффекта, создававшего ямы и перемычки. При оценке неотектонических поднятий по глубинам вреза таких долин достаточно ввести поправку на амплитуду неровности их днищ. V-образные долины, преобразованные в ложбины ледникового выпахивания, также без больших ошибок можно использовать для оценок новейших движений, поскольку экзарация не столько углубляла тальвеги, сколько моделировала склоны долин. Во всех случаях желательно сравнение

глубин продольных и поперечных участков древних погребенных долин, поскольку на поперечных движению льда участках значительного переуглубления вообще быть не могло.

Таким образом, в зависимости от динамического состояния материкового льда, выполнявшего благоприятно ориентированную древнюю долину, ее дальнейшая моделировка могла идти двумя различными путями: 1) древняя долина — ложбина стока с цепью рытвинных озерных ванн, часто сопровождаемая озами, и 2) древняя долина — ложбина ледникового выпахивания (языковый бассейн) с краевыми моренами напора, окаймляющими экзарационную озерную ванну.

ПРОБЛЕМА СТАДИЙ И ВОЗРАСТА ВНУТРЕННИХ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

При оценке возраста краевых образований следует строго различать гляциодинамические понятия и стратиграфические. Хотя все краевые образования отражают временную стабилизацию ледникового края в пространстве, важно установить, к какой динамической фазе — трансгрессивной или регрессивной — относится та или иная система внутренних краевых образований. Как уже отмечалось, нормальный скачкообразный процесс деградации сопровождается формированием разобщенных систем краевых образований, морфологическая выраженность которых, при прочих равных условиях, зависит от частоты и продолжительности, а не амплитуды колебаний активного ледникового края. Такие краевые образования принято называть осцилляторными. Их связь с колебаниями климата достаточно сложна и неоднозначна. На некоторых участках регрессивные осцилляции могли совпадать во времени с периодами потепления и усиления таяния и тогда перед фронтом активного льда освобождались узкие полосы, где существовала органическая жизнь. На других участках с потеплением совпадало наступание ледникового края и тогда, несмотря на бурное таяние, ледниковый фронт надвигался на мертвый лед.

Продолжительность серии осцилляций не превышала нескольких сотен лет, тогда как фазовое запаздывание реакции крупных ледниковых покровов на колебания климата достигает 2—3 тыс. лет (Най, 1964). Количество внутренних краевых образований регрессивной фазы различно на разных участках, поскольку они отражают не столько общие, сколько местные особенности дегляциации. Поэтому осцилляторные краевые образования нельзя прямо синхронизировать между собой или сопоставлять с биостратиграфически установленными малыми колебаниями климата типа фаз и межфазиалов. Прямое определение их возраста затруднительно в связи с редкостью находок отложений с органическими остатками в их тылу, а отдельные полученные датировки невозможно переносить на смежные территории, если даже количество систем краевых образований в соседних областях совпадает.

Методически оправданным представляется более долгий и сложный путь восстановления всех этапов дегляциации в пределах каждой динамически однородной области (лопасти, потока) и сопоставления ее истории с историей соседних областей, подобно сведению региональных стратиграфических схем в общие схемы. Изложенное выше не исключает возможности синхронности систем внутренних краевых образований на соседних территориях, которая, однако, отражает не определенные климатические ритмы, а общность гляциодинамических условий. Например, если разорванные системы краевых образований, окаймляющие южный склон Балтийской котловины, окажутся одновозрастными, то причину этого следует искать не в колебаниях позднеледникового климата Европы, а в их принадлежности к единому мощному коллектору стока материкового льда.

Совершенно иной процесс отражают внутренние краевые образования возвратной трансгрессивной фазы, связанные с общей перестройкой формы и размеров оледенения, а следовательно, имеющие не локальное, а региональное распространение. Они образуют хотя и не сплошные, но длинные цепи. Из числа внутренних краевых образований только к ним применим термин «краевая зона». Внутренние краевые зоны наступания могли быть обусловлены только значительным похолоданием климата или общим увеличением питания ледника и поэтому эквивалентны стратиграфическому понятию «стадия». Однако называя их стадиальными краевыми зонами, следует помнить, что образование внутренних трансгрессивных краевых зон не совпадает с максимумом стадиального похолодания, а следует за ним с различным в разных частях краевой зоны фазовым сдвигом, который при максимальной продолжительности мог приобретать характер контрфазности. Вместе с тем на смежных территориях такие краевые зоны, подобно внешним краевым зонам, были относительно синхронны.

В истории последнего оледенения известна единственная поморская трансгрессивная внутренняя краевая зона, заслуживающая ранга стадиальной. П. Вольдштедт (Woldstedt, 1954) в отличие от всех других внутренних краевых образований назвал ее «фронтом наступания». Амплитуда предшествующего ей удаления активного ледникового края, а также стратиграфический ранг этого периода остаются неизвестными. В зависимости от интерпретации имеющихся биостратиграфических и радиокарбоновых данных последний оценивается различно: от интергляциала до интерстадиала.

Остановимся на более вероятном в настоящее время палеографическом объяснении геоморфологических данных. Сложность проблемы формирования поморской краевой зоны заключается в том, что, с одной стороны, имеются многочисленные признаки ее внешнего обрамления полями мертвого льда. Это позволяет считать ее типичным внутренним краевым образованием регрессивной фазы. С другой стороны, частое раздвоение краевых образований, угловое несогласие внешних и внутренних дуг краевых морен свидетельствуют о динамической перестройке ледникового края, т. е. о повторном наступании ледника на широком фронте после далеко зашедшей дегляциации. О предшествующем, хотя бы частичном, освобождении территории в тылу поморских краевых образований от мертвого льда говорят и прямые стратиграфические данные: наличие погребенных озерных отложений с лесными спектрами иногда на значительном удалении от краевой зоны в ее тылу.

Сложный характер поморской краевой зоны, по-видимому, объясняется совмещением в пространстве краевых образований регрессивной фазы с краевыми формами новой, трансгрессивной фазы оледеления. Принимая во внимание частую приуроченность поморских краевых образований к поднятиям коренного рельефа, мы считаем такое объяснение наиболее вероятным. При более детальном расчленении поморски краевых образований там, где оно окажется возможным, за внешни ми краевыми моренами (регрессивной фазы) лучше сохранить местны названия, подчеркивая этим их возможную метахронность, и только внутренние морены (трансгрессивной фазы) именовать поморскими

О длительности и глубине предшествующей дегляциации судить трудно. Для частичного, избирательного вытаивания территории из-под мертвого льда и развития на освободившихся участках растительности, в том числе и древесной, требовалось немногим более 500 лет, тогда как для нового общего наступания ледникового края было необходимо не менее 1,5—2 тыс. лет. Поэтому максимальное отодвигание активного ледникового края вероятнее предполагать не далее южного склона Балтийской котловины и других депрессий краевого прогиба Балтийского кристаллического щита.

Возвратно-трансгрессивная фаза в развитии оледенения, вероятно, была обусловлена новым значительным похолоданием климата при дальнейшем возрастании его континентальности, о чем свидетельствует значительное расхождение границ максимальной и поморской стадий к северо-востоку, а затем и исчезновение четких следов поморского наступания в том же направлении. Несмотря на значительно более медленную дегляциацию на северо-востоке, нового заметного наступания ледникового края здесь не последовало. По-видимому к этому времени на Кольском полуострове обособился самостоятельный Понойский ледниковый покров (Арманд, 1965), а край Скандинавского покрова был так тонок, что уже не покрывал вершин горных массивов в западной части полуострова. По сравнению с Данией, где поморский ледниковый край вновь достиг границы максимальной стадии оледенения, констраст особенно заметен.

Поморская стадия была последним рецидивом общей активности ледникового края. Весь дальнейший этап деградации валдайского оледенения следует рассматривать как последовательное омертвление значительных площадей ледникового покрова, сохранявшего длительную активность преимущественно в пределах Балтийской котловины. На ее склонах довольно долго наблюдались повторные осцилляции ледниковых языков, имевшие, однако, лишь косвенную связь с изменениями климата.

ЛИТЕРАТУРА

Арманд Н. Н. Краевые образования малоактивного ледникового щита и зона его сочленения со скандинавским покровом.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Асеев А. А. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1962, т. 19.

Асеев А. А. О синхронизации фаз развития последнего оледенения и колебаний климата верхнего плейстоцена.— В кн. «Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология». М., «Наука», 1966.

Асеев А. А. Генетическая классификация ледниковых озер Русской равнины.— В кн. «История озер Северо-Запада». Л., 1967.

Асеев А. А. Рельефообразующая деятельность активного материкового льда древних европейских ледниковых щитов.— В кн. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек». Изд-во МГУ, 1968.

Асеев А. А. Основные особенности климата Валдайского ледникового покрова в период его максимального распространения.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 1.

Асеев А. А., Веденская И. Э. Развитие рельефа Мещерской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Борзов А. А. Геоморфологические наблюдения в сопредельных частях Московской, Владимирской и Тверской губерний (1923 г.).— В кн. «Географические работы». М., 1954.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М., 1939.

Гуделис В. К. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1963, т. 21.

Дик Н. Е. О переработке озерно-холмистого рельефа.— Вопросы географии, 1946, сб. 1.

Евтеев С. А. Геоморфологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды.— В кн. «Результаты исследований по программе МГГ. Гляциология, № 12». М., «Наука», 1964.

Зворыкин К. В., Лопатников М. И. Убывание покровного оледенения на северо-западе Европейской части СССР.— Вестник МГУ, 1950, № 5.

Най Д. Влияние изменений климата на ледники.— В кн. «Вопросы динамики и современной эволюции ледников». М., «Прогресс», 1964.

Никонов А. А. Особенности строения озов и вопросы палеогеографии позднеледниковья в южной части Печенгского района.— Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 1.

Спиридонов А. И. Геоморфология северо-восточной части Калининской области.— Ученые зап. МГУ, 1938, вып. 2/3.

Спиридонов А. И. О некоторых особенностях убывания четвертичного оледенения на Русской равнине.— Вопросы географии, 1949, сб. 12.

Спиридонов А. И. К методике изучения рельефа областей древнего материкового оледенения.— Ученые зап. МГУ, геоморф., 1957, вып. 182.
Ходаков В. Г. Метод расчета вероятных условий развития четвертичного покровного ледника.— Материалы гляциологических исследований, 1968, № 14.
Шанцер Е. В. Объяснительная записка к карте четвертичных отложений Западной области.— Доклады Геол. упр. Центр. районов, 1934.
Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Шумский П. А. Оледенение Антарктиды.— В кн. «Основные итоги изучения Антарктики за 10 лет». М., «Наука», 1967.
Bülow K. Abriss der Geologie von Mecklenburg. Berlin, 1952.
Flint R. F. The stagnation and dissipation of the last ice sheef.— Geogr. Rev., 1929, v. 19, N 2.
De-Geer G. Om rullstens — Osarnas bildningsätt.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1897, Bd. 19, h. 5.
De-Geer G. Geochronologica suecica principles.— Kgl. Svenska Vetenskapsakad. handl., Ser. 3, 1940, Bd. 18, N 6.
Gripp K. Uber die äusserste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland.— Mitt. geogr. Ges. Hamburg, 1924, Bd. 36.
Gripp K. Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen — Expedition 1927, Bd. 22, H. 2—4. Hamburg, 1929.
Gripp K. Die Entstehung von Grundmoränendecken auf Endmoränen.— Forschungen und Fortschritte, 1943, Jg 19, H. 1/2.
Mannerfelt C. M. Nagra glacialmorfologiska formelement.— Geogr. ann., 1945, Bd. 27, h. 1—2.
Wulff W. Die Entstehung der inecklenburgischen Seenplatte.— Naturforscher, 1924, Bd. I.
Woldstedt P. Uber Vorstoss-und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland.— Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 4—5, 1954.
Woldstedt P. Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart, 1955.

ОБ ИЗУЧЕНИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ, ЛОЖБИН ЛЕДНИКОВОГО ВЫПАХИВАНИЯ И РАЗМЫВА, ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИЙ И ОТТОРЖЕНЦЕВ

Г. И. ГОРЕЦКИЙ

Познание генетических связей между краевыми ледниковыми образованиями, ложбинами ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокациями и отторженцами в ледниковых областях сильно затрудняется из-за отсутствия детальных карт перечисленных элементов ледникового морфогенеза, охватывающих значительные территории СССР.

Особенно остро сказывается отсутствие карт рельефа постели антропогеновых отложений в масштабе 1 : 25 000—1 : 200 000. При более мелких масштабах, например 1 : 500 000—1 : 1 000 000, рельеф постели антропогеновой толщи изображается крайне схематично. Схематичность карт приводит многих исследователей к соблазну объединять отдельные участки понижений в крупные ареалы, принимать их за древние речные долины, унаследованные ледником и переработанные им в той или иной мере. Составление же крупномасштабных карт рельефа постели антропогеновых отложений ледниковых областей лимитируется недостаточным количеством буровых скважин, вскрывающих антропогеновые осадки на всю их мощность. Даже для составления карт базисного рельефа антропогеновой толщи в м-бе 1 : 200 000 имеющееся количество буровых скважин не вполне достаточно для большинства областей Русской равнины.

Совершенно необходимо при осуществлении геологических съемок четвертичных отложений в м-бе 1 : 50 000—1 : 200 000 и других проходить достаточное количество скважин, обеспечивающих качественное

составление карт рельефа постели антропогеновой толщи. В настоящее время с удовлетворительным обоснованием фактическим материалом возможно составить по отдельным областям карты базисного рельефа антропогеновых отложений в м-бе 1 : 200 000. Как ни схематичны такие карты, они все же дают представление о границах и преобладающем направлении долинообразных понижений, являющихся в большинстве случаев ложбинами ледникового выпахивания и размыва (Горецкий, 1967).

На схематической карте рельефа постели антропогеновых отложений Верхнего Приднепровья, демонстрировавшейся на III совещании по краевым формам материковых оледенений, отчетливо вырисовались долинообразные понижения и изолированные впадины рельефа, разделенные перемычками и повышениями. Относительная глубина понижений и впадин — 80—200 *м*; относительная высота перемычек между ними чаще равна 40—80 *м*. Преобладающее направление понижений и повышений — северо-западное, подчиненное направление — северо-восточное.

Геологическое строение ложбин ледникового выпахивания и размыва, развитых в Верхнем Приднепровье, иллюстрировалось схематическими продольными и поперечными профилями семи ложбин.

Характерные особенности строения Ребровско-Беломирской, Милешинской, Руднянско-Краснинской и Смоленской ложбин следующие: 1) преобладающее участие в строении ложбин ледникового выпахивания валунных супесей и суглинков; 2) преимущественное развитие в составе осадков, выполняющих ложбины ледникового размыва, песков флювиогляциального и гляциоаллювиального генезиса (чаще разнозернистых гравийно-галечных); 3) принадлежность морен, залегающих в ложбинах, то к одному оледенению (преимущественно днепровскому, с мощностью до 150 *м*), то к нескольким оледенениям (окскому, днепровскому, сожскому и московскому); 4) значительное распространение озерных и озерно-аллювиальных отложений, имеющих местами мощность до 60—70 *м*; 5) полное отсутствие типичных аллювиальных осадков с набором характерных фаций аллювия, с укрупнением гранулометрического состава песков книзу.

В Рославльско-Сещинской ложбине ледникового выпахивания и размыва, тщательно изученной и хорошо описанной Д. И. Погуляевым (1956), наблюдаются те же особенности геологического строения, но в ней исключительно ярко выражена связь рельефа постели антропогеновых осадков с другими элементами ледникового комплекса, прежде всего с краевыми ледниковыми образованиями. Эта ложбина углублена в доантропогеновые породы на 80—100 *м*, ориентирована с северо-запада на юго-восток, в общем направлении движения ледника.

По бортам ложбины располагаются прекрасно выраженные конечно-моренные гряды — Рославльская, Асельская и Кочевская. Они с трех сторон окаймляют Рославльско-Сещинскую ложбину, как бы оконтуривая ледниковую лопасть, замыкаемую поперечной Кочевской грядой.

Доантропогеновые породы юрской и меловой систем сложно дислоцированы как в основании, так и в бортах ложбины. Днепровская морена, распространенная здесь шире других морен, содержит многочисленные отторженцы, особенно в нижней своей части. Дислоцированы также межледниковые и межморенные отложения, выполняющие ложбину. В составе этих отложений резко преобладают озерные и озерно-аллювиальные осадки.

Таким образом, генетическая связь Рославльско-Сещинской ложбины ледникового выпахивания и размыва с краевыми ледниковыми образованиями, мощными гляциодислокациями и отторженцами вполне очевидна.

Возникновению ледниковой ложбины способствовало существование на ее месте денудационной равнины, сложенной глинистыми юрскими

породами, податливыми деформирующему воздействию ледниковых масс. Вполне вероятно, что по Сещинской доантропогеновой равнине протекала небольшая р. пра-Сеща, как обоснованно предполагает Д. И. Погуляев (1956). Однако днище этой прареки располагалось гораздо выше дна последующей ложбины выпахивания.

Базисный рельеф Рославльско-Сещинской ложбины ледникового выпахивания и размыва не является доантропогеновым; этот рельеф создан выпахивающей и размывающей деятельностью антропогеновых ледников, поэтому его с полным основанием следует называть гляциген ным рельефом.

Рославльско-Сещинская ложбина и окаймляющие ее боковые море ны напора (Рославльская и Асельская) имеют направление, перпендикулярное общему направлению краевых образований сожского и московского ледников (Погуляев, 1956; Заррина и Краснов, 1965). Ледниковая лопасть на участке ложбины выдвинулась в дистальном направлении на 30—50 *км* по сравнению с общим фронтом краевых образований, сформированных при встрече ледником повышенного рельефа доантропогеновых пород, препятствовавших продвижению ледниковой массы.

Рославльско-Сещинская лопасть как бы прорвала общий фронт ледникового края, образовав огромный выводной ледник; поэтому возникшую на ее месте ложбину экзарации можно назвать прорывной ложбиной ледникового выпахивания.

В краевых ледниковых образованиях рославльско-сещинского типа прорывная ложбина ледникового выпахивания получает яркое отображение в наземном, поверхностном рельефе. В ложбинах ледникового выпахивания александрийско-копысско-шкловского типа базисный рельеф антропогеновой толщи не имеет отчетливого выражения в поверхностном рельефе.

Александрийско-Копысско-Шкловская ложбина ледникового выпахивания и размыва располагается за пределами Белорусской и Смоленско-Московской гряд краевых ледниковых образований, в их дистальной периферии. Прослеженный бурением отрезок ложбины протягивается в длину до 50 *км* и в ширину до 6—8 *км*, имеет направление с северо-запада на юго-восток и пересекает долину Днепра.

Днище ложбины понижается в осевой части до 45 *м* ниже ур. моря или до 190 *м* ниже уреза воды в Днепре, углубляясь в девонские породы у дер. Александрии на 200 *м*. По глубине врезания эта ложбина не имеет себе равных во всем Верхнем Приднепровье, будучи все же на 77 *м* менее глубокой, чем близко расположенная Чашникская ложбина в бассейне Западной Двины (Вознячук, 1961). Конфигурация рассматриваемой ложбины довольно сложная: имеются отдельные ответвления, как бы сливающиеся ложбины меньших размеров (Пронцевская, Копысская), с различной глубиной врезания.

Ложбина образовалась в течение длительного времени, начиная с березинского (белорусского, нижнеберезинского) и окского ледниковий. Наряду с березинской, окской, днепровской (особенно мощной) моренами ложбина выполнена доднепровскими ленточными и ленточноподобными шоколадными и шоколадно-коричневыми глинами, слоистыми пылеватыми супесями и тонкозернистыми песками мощностью в несколько десятков метров. В низинах залегают разнозернистые гравийно-галечные пески флювиогляциального и гляциоаллювиального типа.

Ложбина начала формироваться как ледниковая ложбина размыва, по которой продвигались затем ледники березинского, окского и днепровского оледенений, расширявшие и деформировавшие первоначальное понижение. При таянии ледников и в межледниковья она превращалась в подпрудный или слабо проточный озерный водоем. Наибольшее выполнение ложбины осадками произошло в долихвинское время,

что доказывается их залеганием в кровле озерно-болотных пород, лихвинский возраст которой установлен палинологическими, палеокарпологическими и диатомовыми исследованиями Н. А. Махнач, П. И. Дорофеева, Ф. Ю. Величкевич, Э. А. Крутоус и Л. П. Логиновой.

Неоднократное продвижение по Александрийско-Копысско-Шкловской ложбине ледников привело к интенсивному проявлению гляциодислокаций как в доантропогеновых породах, так и в антропогеновой толще. Возникли многочисленные гляциокупола и гляциодиапировые складки, причудливые смятия глинистых отложений, отторженцы и т. д. Однако конечные морены, боковые морены напора и холмисто-моренные образования в окаймлении этой ложбины до сих пор не обнаружены. Быть может, они находятся в погребенном состоянии и будут найдены впоследствии, при более частом расположении буровых скважин.

Отчетливо проявляются генетические связи между краевыми ледниковыми образованиями, ложбинами ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокациями и отторженцами в Солигорском районе Белоруссии, хорошо изученном Н. И. Кригером (1967). Под долиной р. Случь здесь проходит Погостская ложбина ледникового выпахивания и размыва с днищем на высоте 30 *м* над ур. моря, на относительной глубине до 80—90 *м*. По бортам ложбины симметрично расположены Старобинская и Любанская конечные морены. Под Старобинской мореной обнаружена более узкая и менее глубокая (на 40—45 *м* мельче Погостской) Брянчицкая ложбина ледникового размыва.

Геологическое строение Погостской ложбины и окаймляющих ее Старобинской и Любанской конечных морен необычайно сложное, что убедительно установлено исследованиями Н. И. Кригера и показано мною на демонстрировавшемся геологическом профиле. Здесь представлены в сложнейших взаимоотношениях морены окского, днепровского и сожского оледенений с разделяющими их флювиогляциальными, гляциоаллювиальными, озерными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными и болотными осадками, с участием несомненных межледниковых лихвинских и рославльских отложений, охарактеризованных палинологическими анализами Н. А. Махнач и Е. Н. Ананової.

Краевые ледниковые образования Солигорского района расположены у границы сожского оледенения, образуя как бы выступ в дистальном направлении от общего ледникового фронта, отражающий, по всей вероятности, контуры крупного выводного ледника, в основании которого формировалась прорывная ложбина ледникового выпахивания.

Детальное бурение и обнажения в карьерах дали возможность вскрыть здесь огромнейшее количество разнообразных отторженцев, обнаружить изумительные по сложности и пестроте гляциодислокации.

По общим чертам морфологии и строения краевые образования Солигорского района очень близки к ледниковым образованиям эталонного Рославльско-Сещинского района.

К тому же типу относятся краевые ледниковые образования Каневского района Украины с грандиозной Шевченковской ложбиной ледникового выпахивания и размыва, окаймляемой боковыми моренами напора с мощными отторженцами. Оконтуривание ложбины показывает ее локальный характер, приуроченность к брахиантиклинальной структуре с ядром из юрских глинистых пород, облегчавших проявления гляциодиапиризма и ледниковой экзарации.

Днище Шевченковской ложбины, как и Александрийско-Копысско-Шкловской, углублено на 25—45 *м* ниже ур. моря. Низы ложбины выполнены днепровской мореной, поднимающейся в бортах до отметок 40—60 *м* и переходящей в морену напора.

С краевыми ледниковыми образованиями связаны как ложбины ледникового выпахивания прорывного типа, так и ложбины обтекания. Последние параллельны ледниковому краю и поясам конечных морен и обычно расположены на проксимальной полосе конечных морен. К этому типу принадлежат: Краснинско-Катынская и Оршанско-Дубровненская ложбины перед фронтом Смоленско-Московской гряды конечных морен; Принеманские ложбины ледникового выпахивания и размыва, приуроченные к проксимальному краю Новогрудской, Слонимской, Волковысской и Гродненской конечных морен; Шошинско-Нерльская и Ленинская ложбины ледникового выпахивания перед фронтом конечных морен Клинско-Дмитровского района и др.

Геологическое строение краевых ледниковых образований и ложбин ледникового выпахивания и размыва, относящихся к ложбинам обтекания, иллюстрируется геологическими профилями по Гродненско-Щучинскому и Клинско-Дмитровскому районам.

Рельеф постели антропогеновых отложений в Гродненско-Щучинском районе характеризуется сильной расчлененностью и большой сложностью (Пасюкевич, Семенюк, 1967; Горецкий, 1967). Конечные морены приурочены к повышениям этого рельефа с положительными отметками до 70—125 *м*; обтекающие ложбины выпахивания врезаны на 50—138 *м* ниже ур. моря.

Краевые ледниковые образования данного района формировались во время белорусского, окского, днепровского, сожского и московского оледенений. Наибольшее воздействие на их формирование оказал днепровский ледник, морены которого исключительно мощны (до 150—230 *м* в Лососинской ложбине ледникового выпахивания). Возникновение краевых ледниковых образований и ложбин выпахивания сопровождалось проявлением крупнейших гляциодислокаций (с амплитудой до 250 *м*) и образованием сверхмощных отторженцев.

Ложбины обтекания Принеманья были сопряжены с рядом ложбин прорыва. Типичная ложбина прорыва отходит от Гродненско-Щучинской ложбины обтекания в направлении долины р. Щара, врезаясь до относительной глубины 70—100 *м*.

Краевые ледниковые образования Клинско-Дмитровского района насажены на высокий цоколь доантропогеновых пород, перед которым с проксимальной стороны располагается крупная Шошинско-Нерльская ложбина ледникового выпахивания, впервые описанная В. Г. Хименковым (1924) и детально документированная на карте рельефа постели антропогеновых пород, составленной Л. Д. Шорыгиной (1947). Днище этой ложбины углублено в районе г. Ленинск до 45 *м* ниже ур. моря.

От Шошинско-Нерльской ложбины обтекания, как и от ложбин Принеманья, отходят в дистальном направлении ложбины прорыва, например Дмитровская, Загорская и другие с днищами на отметках 50—55 *м*. По бортам этих ложбин прорыва образовались интенсивные гляциодислокации и многочисленные отторженцы.

Можно было бы привести еще много примеров, иллюстрирующих неразрывную генетическую связь краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев, особенно по территориям ледниковых областей Русской равнины. Ограничиваясь приведенными примерами, хочется в заключение подчеркнуть большую важность изучения перечисленных компонентов ледникового комплекса в их взаимосвязи не только в теоретическом, но и в практическом отношении. Некоторые компоненты, особенно ложбины ледникового выпахивания и размыва, являются вместилищами полезных ископаемых и их индикаторов (россыпей, металлических и агрономических руд, каменных солей, янтаря, питьевой, технической и минеральной вод и др.), а также объектами гидротех-

нического, курортного, городского и мелиоративного строительства (региональные дрены).

Целесообразно было бы организовать всестороннее межреспубликанское изучение всех названных компонентов ледникового комплекса, особенно ложбин ледникового выпахивания и размыва, а также тех краевых ледниковых образований, которые отображают вероятное развитие наиболее крупных ложбин прорыва и обтекания. Весьма вероятно, что удастся обнаружить глубокие ложбины ледникового выпахивания и размыва, выполненные осадками морских трансгрессий (эемской, гольштинской и раннеплейстоценовой). Такое обнаружение откроет новые перспективные возможности для разработки актуальной международной проблемы по корреляции континентальных и морских отложений антропогеновой системы.

ЛИТЕРАТУРА

Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии.— Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.

Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей. Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., «Наука», 1967.

Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблемы сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Кригер Н. И. О строении Солигорской конечной морены и о древнейшем оледенении в Белоруссии.— В сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., «Наука», 1967.

Пасюкевич В. И., Семенюк А. Д. Нижнечетвертичные отложения в разрезе четвертичной толщи в районе г. Щучина Гродненской области.— В сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., «Наука», 1967.

Погуляев Д. И. Сещинские гляциодислокации.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, 1956, вып. 3.

Хименков В. Г. Артезианская скважина г. Ленинска и геологическое строение северной низинной части Московской губернии.— Ленинский эконом. сборник «Кустарный край». Ленинск, 1924.

Шорыгина Л. Д. Основные этапы формирования рельефа Московской области.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 88, геол. серия (№ 26).

ЛЕДНИКОВЫЕ ПОТОКИ ВАЛДАЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Н. С. ЧЕБОТАРЕВА

История развития и деградации последнего ледникового покрова на территории северо-запада Русской равнины — один из наиболее важных теоретических вопросов палеогеографии четвертичного периода. Его разработка позволяет восстановить общую картину крупнейшего события недавнего геологического прошлого.

Естественно, что этот вопрос постоянно занимал одно из центральных мест в изучении четвертичного периода. Однако в 60-х годах наступил коренной перелом в существовавших представлениях о древних ледниковых покровах, чему способствовало изучение современных ледниковых покровов, а также завершение работ по проведению геологической съемки всей территории северо-запада Европейской части СССР. Кроме того, большое значение имело привлечение для палеогеографических целей новых методов: радиоуглеродного, литологических и др.

Исследования современных ледниковых покровов показывают, что в краевых частях покровов процесс накопления осадков и формирования рельефа по всему фронту ледника проходит крайне неравномерно. В одних местах осадки накапливаются очень интенсивно, в других — слабо (Евтеев, 1961 и др.). Наблюдения в Антарктиде (Евтеев, 1960, 1961; Шумский, Котляков, Евтеев, 1961 и др.; Долгушин, Евтеев, Котляков, 1962) показали, что скорость движения льда в краевой части на разных участках различна. Участки, характеризующиеся крайне медленным движением льда, называют ледниковыми скатами, а участки, где скорости движения льда повышенные, называют в гляциологической литературе ледниковыми потоками или выводными ледниками. Последние приурочивались главным образом к понижениям в доледниковом рельефе, ориентированным вдоль общего направления растекания ледника. Широко используемый в литературе термин «лопасть» употребляется для обозначения морфологически выраженного окончания ледникового потока. Более мелкие выступы края ледника мы, как это и принято в литературе, называем языками.

Краевые (маргинальные) формы рельефа (рис. 1) [1], установленные на северо-западе Русской равнины, маркируют окончание ледниковых потоков, существовавших в валдайском ледниковом покрове (рис. 2). Ледниковые скаты, как правило, не маркируются краевыми формами. Это обстоятельство является одной из причин прерывистого характера краевых образований древних ледниковых покровов.

Очень часто ледниковые потоки заходили далеко вперед (на 60—70 *км*) от края ледника, образуя лопасти. Следы этих лопастей сейчас выявляются при составлении карт краевых зон этапов деградации последнего оледенения. Доказательством былого существования ледниковых потоков служит ориентировка длинных осей валунно-галечного материала вдоль понижений в рельефе, по которым они двигались, а также ориентировка форм краевого рельефа.

Огромную роль в развитии и распространении ледникового покрова играла депрессия Балтийского моря и его Рижский и Финский заливы, впадина Белого моря и его заливы, а также впадины Ладожского и Онежского озер. Отрицательные формы рельефа разделялись положительными — возвышенностями, которые служили границами между отдельными потоками. Роль подледного рельефа увеличивалась по мере уменьшения мощности ледникового покрова, и если во время максимальной (бологовской) стадии не только глинт, но и карбоновый уступ был легко преодолимым препятствием, то после максимального распространения льдов вепсовской стадии (уже во время крестецкой фазы) край ледникового покрова располагался на карбоновом уступе, а Бежаницкая возвышенность являлась в это время нунатаком.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о характере довалдайского рельефа, о краевых зонах и специальные литологические исследования (последние проводились главным образом на территории прибалтийских республик) позволяют сделать заключение о распространении ледяных потоков в ту или иную стадию деградации оледенения.

Территория западной части Литвы и Латвии на протяжении бологовского (бранденбургского) этапа, а также во время вепсовского (померанского) этапа, точнее во время собственно вепсовской и крестецкой подвижек, находилась под воздействием ледниковых потоков Балтийского моря (Западно-Литовского и Западно-Латвийского), которые на разных этапах периода деградации оледенения образовали различные ледниковые лопасти и языки.

---

[1] Краевой рельеф на карте показан по данным Е. П. Зарриной и И. И. Краснова (1965), Н. С. Чеботаревой и М. А. Фаустовой.

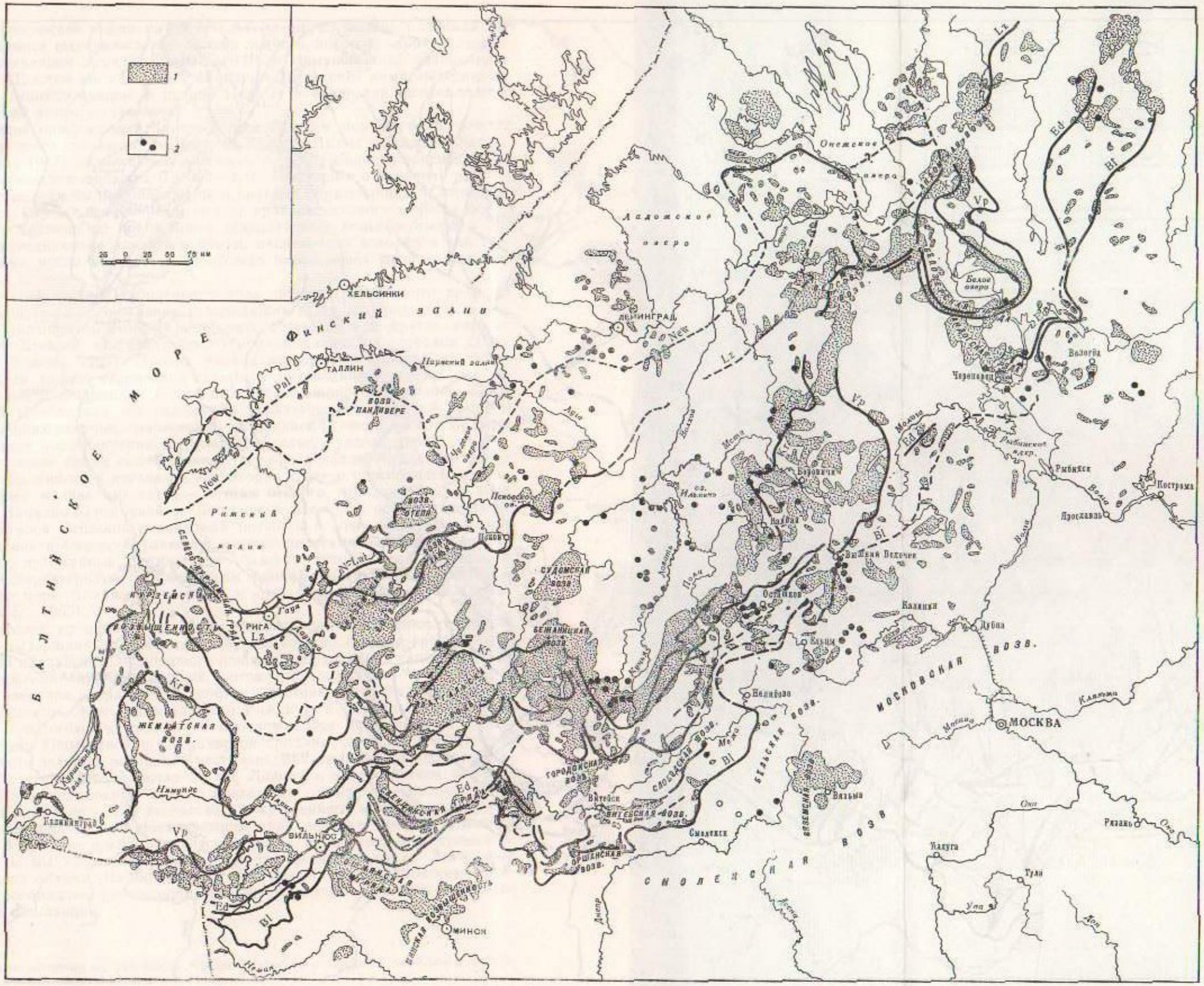


Рис. 1. Карта краевого рельефа, границ отдельных этапов деградации валдайского ледникового покрова и отторженцев. Составлена А. Н. Маккавеевым под руководством И. С. Чеботаревой

1 — краевой рельеф валдайского оледенения; *2* — отторженцы. Границы: Bl — бологовской стадии, Ed — сдровской фазы, Vp — вепсовской фазы, Kr — крестецкой фазы, Lz — лужской фазы, N — Lat — сенсролатышской осцилляции; New — невской фазы, Pal — осцилляции поливере

Красные образования

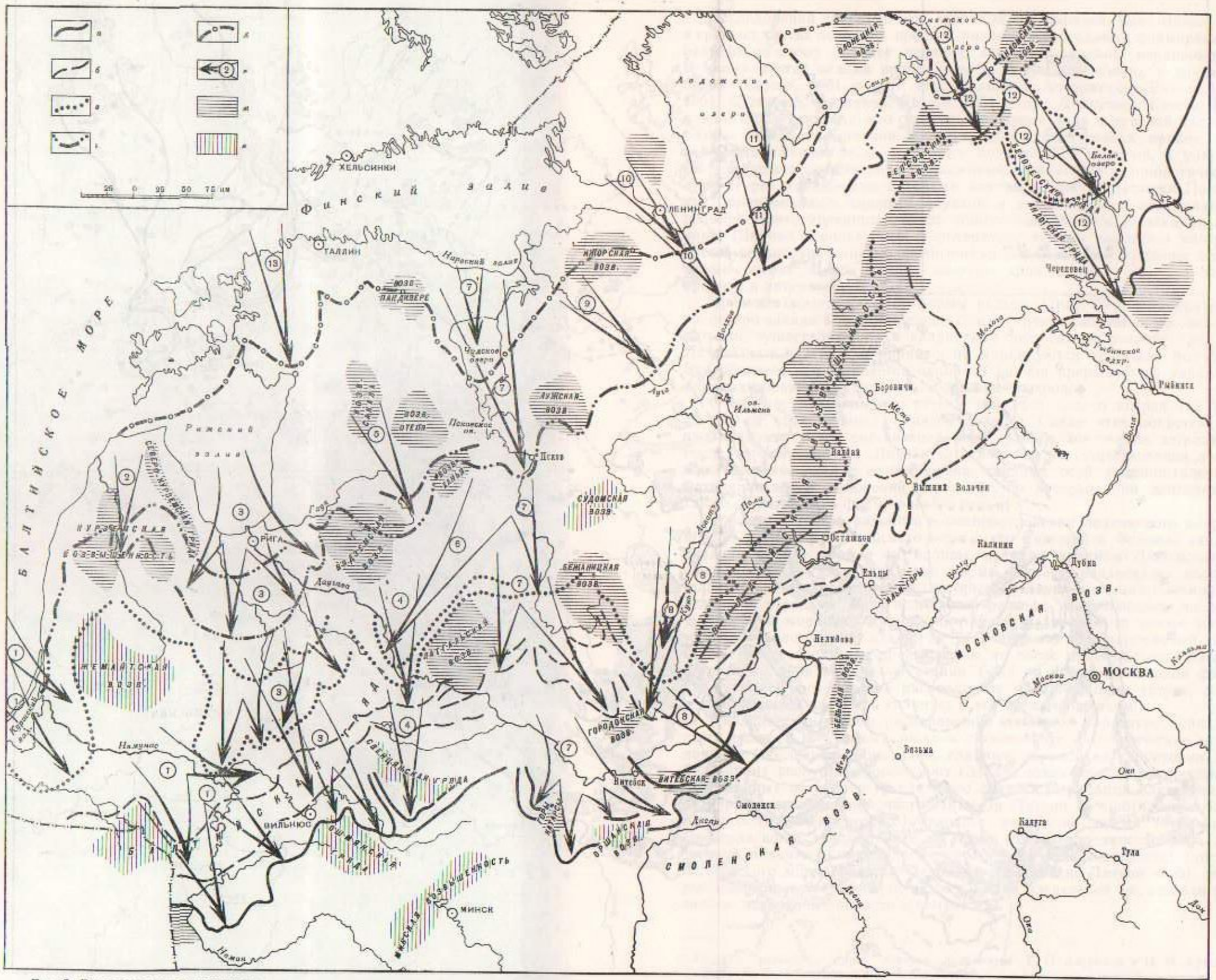


Рис. 2. Распространение ледниковых потоков во время деградации валдайского ледникового покрова на территории северо-запада Европейской части СССР. Составлена А. Н. Маккавеевым под руководством Н. С. Чеботаревой

Границы: *а* — бологовской стадии, *б* — вепсовской фазы, *в* — крестецкой фазы, *г* — лужской фазы, *д* — невской фазы; *е* — ледниковые потоки (и соответствующие зоны): *1* — Западно-Литовский, *2* — Лбавский, *3* — Земгальский, *4* — Восточно-Литовский, *5* — Восточно-Латвийский, *6* — Лубанский, *7* — Псковско-Чудский, *8* — Ловатский, *9* — Лужский, *10* — Невский, *11* — Ладожский, *12* — Онежский, *13* — Западно-Эстонский; *ж* — возвышенности современного рельефа, которым соответствуют поднятия в кровле дочетвертичных пород; *з* — возвышенности, для которых наличие цоколя из дочетвертичных пород не доказано.

В бологовское время на 40—50 *км* на юг по долине р. Неман от края ледника выдавалась ледниковая лопасть, которая, вероятно, являлась окончанием Западно-Литовского (или Нямунасского) ледникового потока. Под тем же названием (Западно-Литовский) нами выделяются потоки, существовавшие в долине Немана в едровский, вепсовский и крестецкий этапы деградации.

Замеры ориентировки длинных осей галек в моренах бологовского времени этого потока на территории Южной Литвы показали (Гайгалас и др., 1967), что главные максимумы преобладающей ориентировки располагаются в пределах СЗ 300—310°. Некоторые отклонения от этого направления были обнаружены в краевых образованиях бологовского этапа. Это объясняется тем, что от края ледникового покрова бологовского времени по понижениям довалдайского рельефа имелись отдельные ледниковые лопасти и языки, направление которых в той или иной мере могло отличаться от общего направления ледникового покрова.

В южной части Прибалтики донная морена бологовского времени характеризуется содержанием руководящих галек из Средней Швеции, со дна Балтийского моря. Кроме того, содержатся и другие породы Средней Швеции, дна Балтийского моря и Аландских островов (Гайгалас, Гуделис, 1965). Донная морена вепсовского времени на большей части данной территории содержит руководящие валуны юго-западной части Финляндии и дна Балтийского моря. В западной части Южной Прибалтики эти отложения характеризуются другой группой руководящих валунов, принесенных из Средней Швеции, со дна Балтийского моря и с Аландских островов (Гайгалас, Гуделис, 1965).

В лужское время под влиянием рельефа довалдайской поверхности внутри Балтийского потока на территории Латвии обособились отдельные более мелкие его ветви — потоки второго порядка. Так, в зоне между Западно-Курземской и Восточно-Курземской возвышенностями располагался Вентский ледниковый поток, а в зоне между Восточно-Курземской и Северо-Курземской возвышенностями — Абавский поток. Морены, отложенные Вентским и Абавским потоками на территории Латвии, характеризуются комплексом пород Средней Швеции, дна Балтийского моря, Аландских островов и юго-западной Финляндии (Вейнбергс и др., 1965).

Наиболее крупным потоком на территории Прибалтики, отличавшимся выдержанным на протяжении длительного отрезка времени деградации валдайского ледникового покрова направлением течения льдов, был Рижский, или Земгальский, поток[1]. С запада он ограничивался пра-Курземской и пра-Жемайтской, а с востока — пра-Видземской возвышенностями. Этот поток занимал Рижскую и Земгальскую низменности. В бологовскую стадию он прослеживался до долины р. Вилия, где между Ошмянской и Свенцянской грядами сливался с Восточно-Литовским ледяным потоком. Вместе они образовывали широкую ледниковую лопасть длиной около 50 *км*. Ледник в зоне действия данного потока в максимальную стадию последнего оледенения заходил длинным языком к югу. Для вепсовского и крестецкого времени этого потока характерна мелкая фестончатость края ледника, мелкая языковатость. В лужское время Земгальский поток прекратил свое существование, и мы наблюдаем радиальное растекание льда из котловины Рижского залива. На большей части площади, занятой Рижским потоком, преобладают руководящие валуны Аландских островов и юго-западной Финляндии.

---

[1] Другими авторами он называется Средне-Литовской и Средне-Латвийской лопастью Главного Балтийского потока.

Самыми крупными потоками последнего ледникового покрова Русской равнины были Псковско-Чудский и Ладожско-Ловатский. Область питания Псковско-Чудского потока — южная часть Финляндии и Финский залив. С запада он был ограничен возвышенностями Пандивере, Отепя, Ханья и Латгальской, а с востока — Бежаницкой, Судомской и Лужской. В бологовский этап поток достигал Полоцкой низины, по которой и растекался. От общего края ледника он выдвигался вперед на 80—100 *км*.

В крестецкое время от Псковско-Чудского потока отделился Лубанский, или Восточно-Латвийский, поток, который, двигаясь в юго-западном направлении по Лубанской низменности, достиг р. Даугавы. Образование Лубанского потока связано с тем, что льды Рижского потока в крестецкое время освободили часть занятой р. Даугавой низменности, и сюда смогли проникнуть массы льда с северо-востока. Вероятнее всего, в это время условия существования льдов в районе Псковского и Чудского озер были лучше, чем в Земгальской низменности, что, может быть, связано с изменениями в питании этих участков ледника.

Среди руководящих валунов, принесенных Лубанским потоком, преимущественно развиты породы из юго-восточной Финляндии, а в южных и юго-западных его частях появляются, кроме того, породы из юго-западной Финляндии (Вейнбергс и др., 1965).

В поздние этапы деградации для только что рассмотренной территории наряду с вышеперечисленными потоками выделяются и более мелкие, имеющие областью питания южную часть Финляндии и Финский залив. Это Лужский и Невский ледниковые потоки. В лужское время они выделяются условно. Для невского этапа мы выделяем Западно-Эстонский, Лужский и Невский ледниковые потоки.

В Приильменской и Ловатской низинах существовал Ловатский (Ладожский) ледниковый поток, ограниченный с запада Судомской, Бежаницкой и Лужской возвышенностями, а с востока — Валдайской. Этот поток выделяется для лужского, вепсовского и едровского этапов деградации как по конфигурации краевых зон, так и по ориентировке галечного материала в моренах. Например, в долине Волхова и на южном берегу оз. Ильмень валуны ориентированы, согласно исследованиям С. В. Яковлевой, в меридиональном и субмеридиональном направлениях. Для более южной части Ловатской лопасти (район Великих Лук) измерение ориентировки длинных осей галек, содержащихся в трех несомненно разновозрастных горизонтах морены, показало, что для каждого из трех горизонтов характерно свое направление ориентировки галек, что свидетельствует об изменениях направления движения льдов на протяжении валдайского оледенения даже в пределах одной лопасти (Чеботарева и др., 1971).

Во время максимального распространения, т. е. во время бологовского этапа, ледниковый покров Ловатской лопасти был маломощным и недолго находился в активном состоянии. Лед распространялся отдельными языками, едва достигавшими северо-западного склона Смоленско-Московской возвышенности. Характерно, что краевые ледниковые формы максимального распространения льдов расположены на склонах Смоленско-Московской и других более мелких возвышенностей. Маргинальные формы рельефа Ловатской лопасти отличаются небольшими размерами. Большое место занимают здесь останцы рельефа, созданного предшествующим (московским) оледенением. Большое значение для восстановления границ края отступавшего ледника Ловатской лопасти, особенно для тех участков, где краевые образования плохо сохранились, имеют прослеживание озерно-ледниковых уровней и изучение литологического состава отложений приледниковых бассейнов [1].

[1] См. статьи М. А. Фаустовой и Э. Е. Лехт в настоящем сборнике.

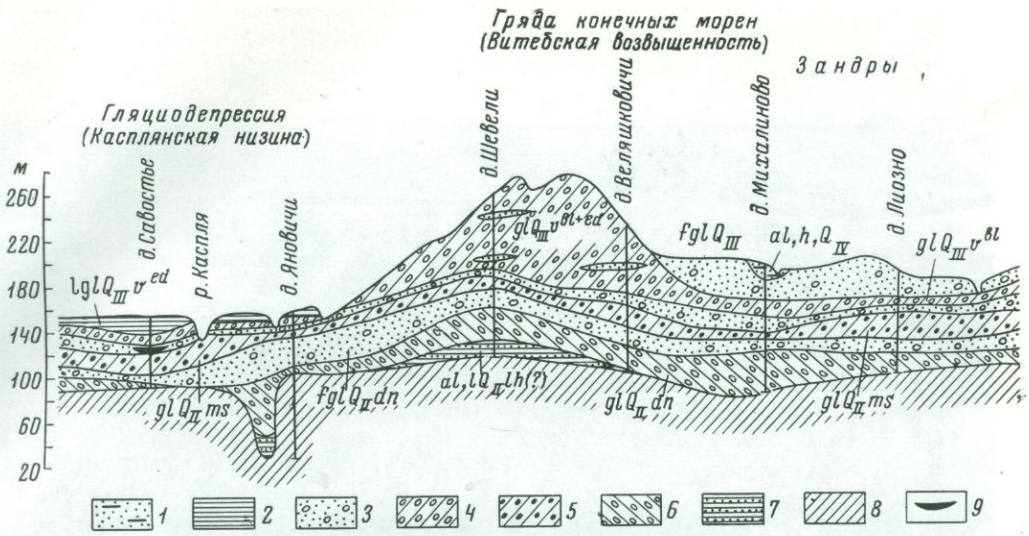


Рис. 3. Геологический профиль «полного» ледникового комплекса (по Н. А. Кориной)

1 — современные аллювиальные отложения; *2* — озерно-ледниковые отложения времени отступания льдов едровского этапа; *3* — флювиогляциальные отложения; *4* — морена валдайского оледенения; *5* — морена московского оледенения; *6* — морена днепровского оледенения; *7* — аллювиальные, озерные отложения лихвинского межледниковья; *8* — доледниковые породы; *9* — озерно-болотные осадки микулинского межледниковья

В вепсовский этап ледниковый поток оканчивался лопастью, имевшей на западе длину 60 *км*. Он почти сливался с ледниковой лопастью, которую образовывал Псковско-Чудский ледниковый поток. В крестецкий этап поток заходил на юг по Ловатской низине на 120 *км* и занимал почти ту же площадь, что и в вепсовский. Псковско-Чудский же поток оканчивался в это время на 100 *км* севернее своего положения в вепсовский этап. Это связано с тем, что для льдов, за счет которых он питался, нашелся в это время более удобный путь — по Лубанской низине.

Областью питания Ловатского (Ладожского) потока в лужское и невское время являлась Финляндия (среди валунов этого потока, по С. В. Яковлевой, господствуют разнообразные валуны с северного берега Ладожского озера).

Довольно легко по очертаниям краевых зон выделяется Онежский поток; его пути движения: впадина Онежского озера, низменность, занятая Белым озером, Молого-Шекснинская низина. В бологовский этап он оканчивался южнее Череповца. Особенно резко обособляется поток в вепсовское и крестецкое время, располагаясь в низменности Белого озера. В это время он выдвигался более чем на 100 *км* к юго-востоку от основного фронта ледника. Областью питания Онежского потока в основном была Карелия. На восточной периферии ледника выделяется система потоков с областью питания в котловине Белого моря.

С деятельностью перечисленных выше ледниковых потоков связаны так называемые ледниковые комплексы рельефа, состоящие из гляциодепрессий, друмлин, конечных морен (рис. 3), а также сложный рельеф, образовавшийся между лопастями или языками. Последний в советской литературе известен под названием «межлопастные или межъязыковые массивы». Кратко рассмотрим перечисленные формы рельефа [1].

[1] Более подробное описание этих форм дано в книге «Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР» (1969).

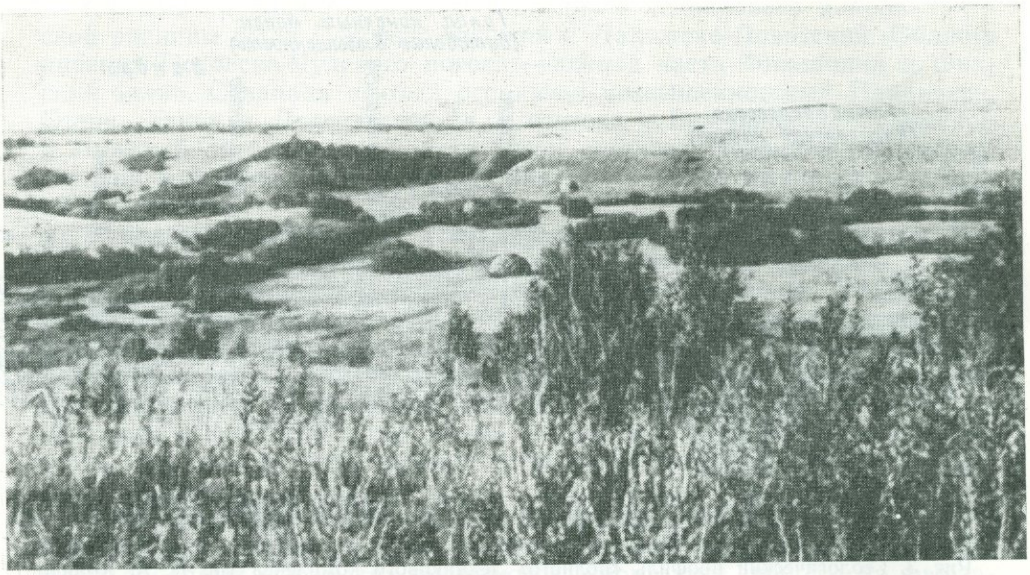


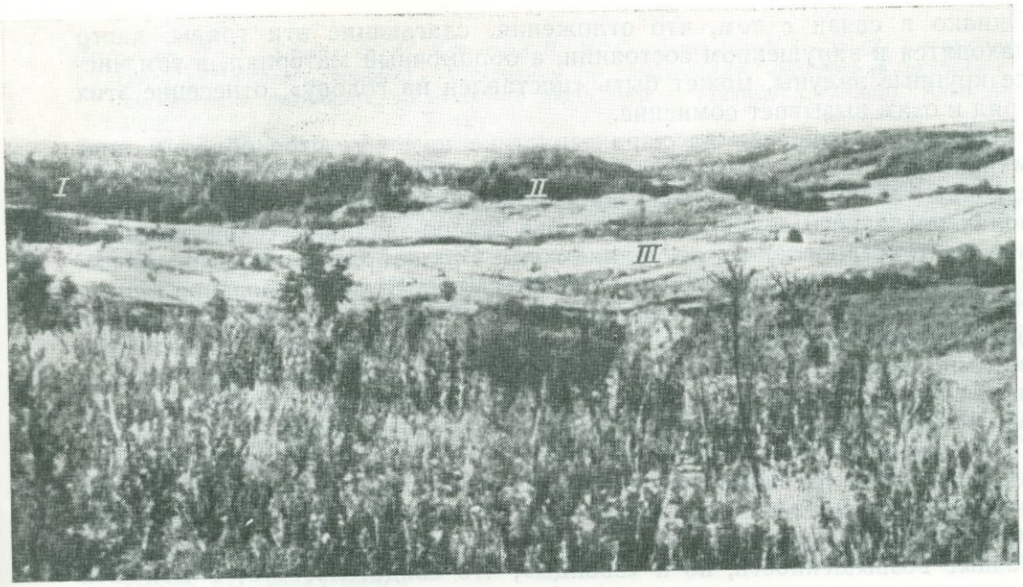
Рис. 4. Камовые террасы р. Рутавечь (около ст. Рудня Смоленской области). Фото Н. С. Чеботаревой

Гляциодепрессии представляют собой волнистые равнины, сложенные основной мореной, нередко перекрытой озерно-ледниковыми осадками. Донная, или основная, морена откладывалась активным льдом, доказательством чего является ориентировка содержащихся в ней удлиненных галек и валунов. Оси галек и валунов располагаются всегда в направлении движения ледника (Спрингис, Коншин, Савваитов, 1963). Монотонный облик гляциодепрессий иногда нарушают невысокие холмы, сложенные тем же материалом. Для гляциодепрессий некоторых районов северо-запада Русской равнины характерно наличие друмлинов на равнине, сложенной основной мореной. Центральные, наиболее пониженные части гляциодепрессий обычно заболочены или заняты озерами. Форма последних весьма различна — от неправильно лопастной с изрезанной береговой линией до вытянутой ложбинообразной. Такие озера, образовавшиеся за счет выпахивающей деятельности ледника, независимо от их формы и размеров ориентированы в направлении движения льда. Устанавливается зависимость между расположением рытвинных озер и довалдайскими долинами.

Гляциодепрессии окаймляются грядами конечных морен, размер которых отражает масштаб создавшей их ледниковой лопасти (или языка). Часто в процессе уменьшения мощности льда и, следовательно, размера ледникового языка возникает ряд параллельных гряд. В зависимости от степени активности отложившего их ледника конечноморенные гряды различны. Во время трансгрессивной фазы образуются преимущественно напорные морены (об их широком распространении на северо-западе Русской равнины свидетельствует большое число отторженцев — см. рис. 1*; во время стационарной фазы — аккумулятивные.

Межлопастные и межъязыковые моренные массивы представляют собой весьма своеобразные образования — возвышенности, возникшие в зоне между лопастями льда. Сходные по месту возникновения моренные образования исследователи ГДР (Weise, 1965) относят к разновидностям морен напора. Наиболее простые по строению массивы возни-

* Данные об отторженцах собраны К. Н. Аргасовой.



I — склон к моренному плато; *II* — озовая гряда; *III* — камовые террасы

кают между небольшими выступами ледникового края, и их оформление происходит в течение одного из этапов развития оледенения (стадии, фазы, осцилляции). Крупные срединные моренные возвышенности обычно представляют собой сочетание ряда мелких межъязыковых массивов (Шлейните, 1965; «Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР», 1969; Köster, 1959).

Область последнего оледенения характеризуется большим разнообразием форм рельефа, созданных в условиях и мертвого льда. Их образование в значительной мере происходило у края ледникового покрова между ледниковыми потоками — в пределах ледниковых скатов, характеризовавшихся замедлением, торможением и полным прекращением движения льда и в связи с этим малым количеством обломочного материала, содержащегося во льдах. Комплекс форм мертвого льда выражен, как правило, холмистым водно-ледниковым рельефом.

Для комплекса форм, связанных с мертвым или пассивным льдом (камов, камовых террас, столообразных возвышенностей, озов и т. д.), характерно отсутствие каких-либо закономерностей в расположении (рис. 4). Следует отметить, что диагностические признаки разработаны не для всех этих форм, а их подробная классификация до сих пор отсутствует.

Особенно сложно обстоит дело с диагностикой холмов, цепей холмов или гряд, сложенных песками с обломочным материалом (или без него), перекрытых (или не перекрытых) основной мореной, а иногда с ее включением в виде неправильных линз в пески. Генезис этих форм рельефа различными исследователями трактуется по-разному: одни относят их к аккумулятивным (насыпным) конечным моренам, другие — к камам. Кроме того, в советской литературе существуют термины «маргинальные камы» (Ряхни, 1963) и «маргинальные озы», имеющие общие признаки как по морфологии, так и по строению. Вызывает дискуссию также трактовка генезиса гряд — валов, тянущихся в направлении, близком к направлению движения, и сложенных преимущественно песчаным материалом, но с включением основной морены (а нередко она лежит в кровле). Такого рода образования известны в литературе как озы выжимания (Aufpressungs-Oser, Bramer, 1961).

Однако в связи с тем, что отложения, слагающие эти гряды, часто находятся в нарушенном состоянии, а обломочный материал, в том числе крупные валуны, может быть «поставлен на голову», отнесение этих гряд к озам вызывает сомнение.

Не останавливаясь на характеристике камов и озов, обратим внимание на такие формы рельефа, как столообразные возвышенности, «звонцы» и камовые террасы, широко распространенные в маргинальных зонах последнего ледникового покрова северо-запада Русской равнины, что было установлено в последние годы. Столообразные возвышенности (или плато), «звонцы» и лимногляциальные камы — образования единого генезиса, но разного размера: камы — небольшие холмы, «звонцы» — более крупные холмы — до 1—2 *км* в поперечнике, а столообразные возвышенности, или плато, бывают более 10 *км* в поперечнике. Как правило, эти формы в основании сложены валунным суглинком и перекрыты озерно-ледниковыми осадками, обычно глинами.

Таким образом, эти формы рельефа маркируют былые озера, существовавшие на поверхности ледникового покрова. Установлено, что в маргинальных зонах максимального распространения, в отличие от маргинальных зон вепсовского этапа, отсутствуют не только столообразные возвышенности, но и «звонцы», что свидетельствует о меньшей мощности ледникового покрова у его края во время максимальной стадии. В краевых зонах широко распространены камовые террасы, развитые по бортам многих ложбин стока, а также по склонам межлопастных (и межъязыковых) возвышенностей. Иногда наблюдается серия расположенных одна над другой камовых террас, сложенных флювиогляциальным материалом. Характерной особенностью камовых террас является волнистость поверхности, наличие камовых холмов (см. рис. 4).

На основании изучения ледниковых комплексов на отдельных участках северо-запада Русской равнины было проведено картирование краевых зон, что позволило увязать их между собой более обоснованно, чем это делалось ранее. Результаты этих работ изложены в книгах «Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР» (1969) и «Последний европейский ледниковый покров» (1965). Однако при проведении корреляции различных маргинальных форм встречаются большие трудности из-за недостаточного количества стратиграфических и литологических данных, а также данных абсолютной геохронологии.

ЛИТЕРАТУРА

Вейнбергс И., Коншин Г., Савваитов А. О динамике отступания ледника в заключительные этапы последнего оледенения на территории Латвийской ССР.— Изв. АН Латв. ССР, 1965, № 8.

Вигдорчик М. Е., Ауслендер В. Г., Знаменская О. М. и др. Сводный стратиграфический разрез четвертичных отложений северо-запада Европейской части территории СССР по данным новейших исследований.— Тезисы докл. к совещ. по стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений северо-запада Европейской части РСФСР», 21—22 апреля 1964 г. Л., 1964.

Гайгалас А., Гуделис В. Эрратические валуны в стадиальных образованиях последнего оледенения Южной Прибалтики и динамика ледникового покрова.— В кн. «Baltica», т. 2. Вильнюс, 1965.

Гайгалас А., Гуделис В., Спрингис К., Коншин Г., Савваитов А., Вайнбергс И., Раукас А. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова.— В кн. «Baltica», т. 3. Вильнюс, 1967.

Гросвальд М. Г. Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеантропогеновая история ее ледниковых покровов.— В кн. «Гляциологические исследования». М., Изд-во АН СССР, 1963. (IX раздел программы МГГ. «Гляциология», № 9).

Долгушин Л. Д., Евтеев С. А., Котляков В. М. О современной эволюции антарктического ледникового покрова.— Симпозиум по гляциологии. «Колебания режима существующих ледников». 25 июня — 5 июля 1962 г. (Тезисы докладов). Алма-Ата, 1962.

Евтеев С. А. Предварительные итоги изучения геологической деятельности ледников побережья Восточной Антарктиды.— Сов. Антаркт. экспед., вып. 10. Вторая континент. экспед. 1956—1958. Геол. исследования. Л., «Морской транспорт», 1960.

Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. (Автореф. канд. дисс.). М., 1961.

Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Малаховский Д. Б., Вигдорчик М. Е. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на северо-западе Русской равнины.— Труды Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1965, т. 21.

Марков К. К., Капица А. П. Гляциология Антарктиды и вопросы палеогляциологии.— В кн. «Антарктика». Докл. Межвед. комиссии по изуч. Антарктики, 1961, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965.

Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М., «Наука», 1969.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Спрингис К. Я., Коншин Г. И., Савваитов А. С. Некоторые данные об ориентировке валунов и местных изменениях направления движения ледника валдайского оледенения.— Труды Ин-та геол. АН Латв. ССР, т. 11. Рига, 1963.

Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Фаустова М. А., Данилова-Макарычева И. А., Гузман А. А. Проблема возраста максимальной стадии валдайского оледенения.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1971, № 6.

Шлейните О. Строение одного из межъязыковых моренных массивов Судувской возвышенности.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Шумский П. А., Котляков В. М., Евтеев С. А. Ледниковый купол острова Дригальского.— В кн. «Гляциологические исследования». М., Изд-во АН СССР, 1961. (IX раздел программы МГГ. «Гляциология», № 6).

Яковлева С. В. Условия распространения молодых оледенений на примере ледниковых потоков Чудского и Ладожского озер.— В кн. «Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология». М., «Наука», 1966.

Bramer H. Bemerkungen zum Problem der Aufpressungs-Oser Remarks on the Problem of Upwarping Osars.— Geologie, 1961, H. 4/5.

Köster R. Zum Aufbau glazialer Kerb-Stauchunszonen.— Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie, 1959, Bd. 108, H. 3.

Weisse R. Entwurf einer Systematik der wichtigsten Endmoränentypen Norddeutschlands.— Geologie, 1965, H. 5/6.

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ДЕГРАДАЦИИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В РАЙОНЕ с. МИКУЛИНО СМОЛЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

М. А. ФАУСТОВА

Район с. Микулино, расположенный к северо-западу от г. Смоленска, представляет интерес как весьма своеобразный участок краевой зоны последнего оледенения, граница максимального распространения которого находится несколько южнее (Последний европейский ледниковый покров, 1965; Чеботарева, 1965; Фаустова, Чеботарева, 1969, и др.). Окрестности с. Микулино неоднократно привлекали внимание как советских, так и зарубежных исследователей, поскольку здесь, на Панской горе, расположен стратотипический разрез с отложениями микулинского межледниковья (Мирчинк, 1928; Доктуровский, 1930; Жир-

мунский, 1931; Костюкевич-Тизенгаузен, 1932; Погуляев, 1955; Н. Я. Кац, С. В. Кац, Салов, 1958; Салов, 1960; Вознячук, 1960, и др.) [1]. А. И. Москвитин предложил присвоить название разреза всему межледниковому веку, отмечающему начало вюрмской эпохи (Москвитин, 1950).

В связи с тем, что разрез в с. Микулино приобрел большую значимость для стратиграфии четвертичных отложений и установления границы последнего оледенения, внимание к нему все более возрастало, в частности, стал обсуждаться вопрос о характере морены, залегающей в кровле разреза. К. К. Марков и Н. С. Чеботарева (Марков, 1938, 1940, 1955; Чеботарева, 1949) высказали сомнение в ледниковом генезисе отложений, находящихся в кровле разреза. Н. Н. Соколов (1946) отнес торфяник у с. Микулино к более древнему межледниковью, чем рисс-вюрмское. Но повторные палеоботанические, а также палеокарпологические исследования (палеокарпологическое исследование было выполнено в 1955 г. П. И. Дорофеевым) не оставили сомнений в микулинском (рисс-вюрмском) его возрасте. Геологи, изучавшие разрез в 50—60 гг. (Д. И. Погуляев, И. Н. Салов, Л. Н. Вознячук и др.), согласились с мнением первых исследователей разреза, что в его кровле залегают ледниковые отложения, хотя они и не имеют типичного облика морены (маловалунные, сильноглинистые).

Для уточнения геоморфологической позиции разреза и выявления условий накопления отложений, залегающих в его кровле, сотрудники Института географии АН СССР под руководством Н. С. Чеботаревой и В. П. Гричука в 1957—1959 гг. поставили специальные работы по изучению геоморфологии и четвертичных отложений Микулинской ложбины. Кроме того, были проведены маршрутные исследования рельефа Двинско-Днепровского междуречья [2]. В результате был сделан вывод, что разрез в с. Микулино перекрыт мореной, мощность которой в области холмисто-моренного рельефа к северу от с. Микулино увеличивается. Составилось представление о процессе исчезновения ледникового покрова с этой территории, а также территории Двинско-Днепровского междуречья в целом. Стратиграфические данные и итоги геоморфологического изучения района были обобщены в ряде работ (Рельеф и стратиграфия..., 1961; Чеботарева, Пасюкевич, 1962; Чеботарева, 1965; Корина, Фаустова, 1966; Фаустова, Чеботарева, 1969).

В 1968 г. в процессе подготовки материалов по району с. Микулино для участников Третьего Всесоюзного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения автором были дополнительно изучены отдельные формы краевого ледникового рельефа Микулинской ложбины и на основе полевых материалов и анализа аэрофотоснимков составлена геоморфологическая карта окрестностей села.

В самой северной части района находятся участки холмисто-моренного рельефа основной морены и несколько узких невысоких гряд конечноморенного типа, окаймляющих небольшие понижения, выполненные основной мореной, перекрытой кое-где маломощными водно-ледниковыми отложениями (рис. 1). Эта узкая полоса краевых образований прослеживается на запад в сторону конечных морен у дер. Кудрицы и на восток к грядам у дер. Лоськи, описанным Н. С. Чеботаревой (1965).

С дистальной стороны к зоне холмисто-моренного рельефа активного льда и конечным моренам примыкают участки холмисто-моренного

[1] Разрез был открыт А. В. Костюкевичем-Тизенгаузеном в 1923 г. В 1932 г. в Микулино была проведена экскурсия для членов II конференции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода.

[2] Геоморфологическая съемка окрестностей с. Микулино приведена Н. А. Кориной и М. А. Фаустовой, литологическое изучение ледниковых отложений выполнено М. А. Фаустовой.

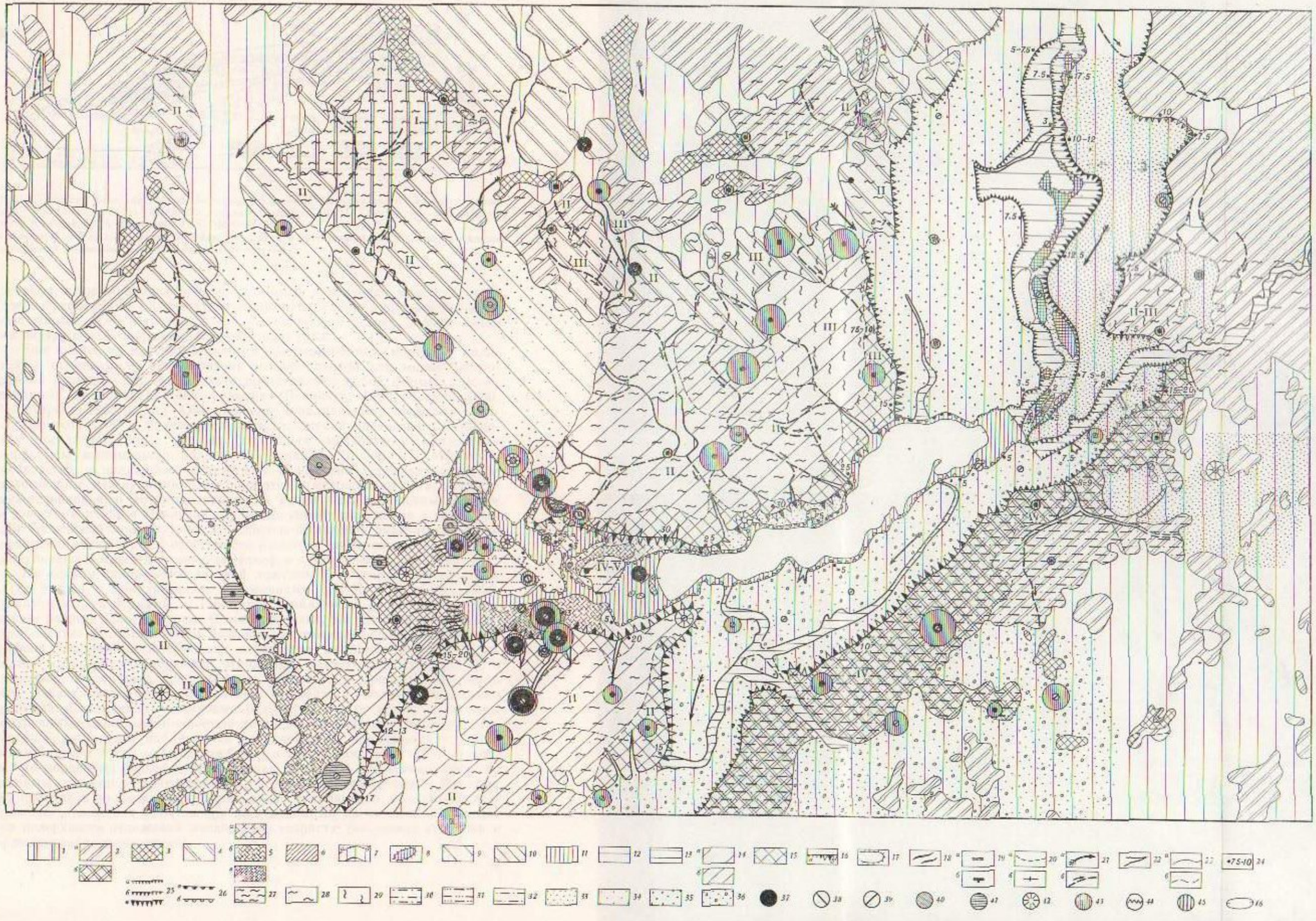


Рис. 1. Геоморфологическая схема с элементами литологии окрестностей с. Микулино. Составила М. А. Фаустова

Ледниковые формы рельефа: *1* — моренная равнина; *2* — холмистый рельеф активного льда: *а* — мелкохолмистый, *б* — среднехолмистый; *3* — конечноморенные гряды; *4* — мелкохолмистый рельеф мертвого льда; *5* — камы и камовые террасы различных уровней: *а* — низкого, *б* — среднего, *в* — высокого; *6* — отдельные крупные камы (озерно-ледниковые). Водно-ледниковые формы рельефа: *7* — ложбины стока, выполненные песчаными и песчано-гравийными отложениями: *а* — узкие (с четко выраженными бортами), *б* — широкие; *8* — останцы озового рельефа в долине р. Рутавечь. Озерно-ледниковые фузумы: *9* — озерно-ледниковая терраса высотой 5–7 *м*. Озерные формы: *10* — терраса высотой 3,5–4 *м*; *11* — пойма и терраса высотой до 2 *м*. Водные формы: *12* — низкая терраса высотой до 3 *м*; *13* — пойма. Формы рельефа сложного генезиса: *14* — плато доваддайского возраста, перекрытые маломощным чехлом морены валдайского оледенения: *а* — с плоским рельефом поверхности, *б* — с волнистым рельефом поверхности; *15* — склоны плато; *16* — крупные ложбины, заложенные по доваддайским долинам, с бортами высотой: *а* — до 10 *м*, *б* — 10–30 *м*; *17* — эрозионные останцы плато. Прочие обозначения: *18* — ориентировка гребней мелких моренных гряд в Микулинской ложбине; *19* — верховья ложбин стока: *а* — нормальные, *б* — висячие; *20* — устья ложбин стока: *а* — нормальные, *б* — висячие; *21* — направления стока талых ледниковых вод: *а* — главные, *б* — второстепенные; *22* — овраги; *23* — граница между типами рельефа: *а* — четкая, *б* — нечеткая; *24* — относительная высота бортов ложбин над их днищем и уступов террас; *25* — борта долин и уступы террас: *а* — высотой 5 *м*, *б* — 5–10 *м*, *в* — 10–20 *м*; *26* — абразионные уступы озерно-ледниковой и озерных террас: *а* — активные, *б* — покинутые.

Разновидности донной морены: *27* — глинистая; *28* — алевритово-глинистая; *29* — глинисто-алевритовая; *30* — песчано-алевритовая; *31* — алевритово-песчаная. Разновидности озерно-ледниковых, озерных, водно-ледниковых, водных осадков: *32* — супесь; *33* — песок тонкозернистый и мелкозернистый; *34* — песок мелко- и среднезернистый с редким гравием; *35* — песок грубозернистый с гравием; *36* — то же, и с галькой.

Отложения, пройденные в скважинах и шурфах (вскрытая мощность отражена в площади заштрихованных контуров): *37* — красно-бурый маловалунный суглинок или супесь (валдайская морена); *38* — красновато-бурая, очень грубая супесь с большим количеством гравия и гальки (морена московского возраста); *39* — водно-ледниковые пески желтые, желто-бурые, тонкозернистые, разнозернистые с гравием и галькой; *40* — озерные и озерно-ледниковые серые, желтые, коричневатые пески, тонкозернистые и разнозернистые с гравием; *41* — озерные и озерно-ледниковые серые, серовато-голубые, иногда слоистые супеси; *42* — грубые делювиальные супеси (делювий валдайской морены); *43* — покровные тонкие серые, серовато-желтые, желтовато-коричневые с палевым оттенком супеси; *44* — озерные и озерно-болотные суглинки и торф микулинского возраста; *45* — водно-ледниковые серовато-желтые, мелкозернистые и разнозернистые пески московского возраста; *46* — западины и озера термокарстового, эворзионного и другого происхождения

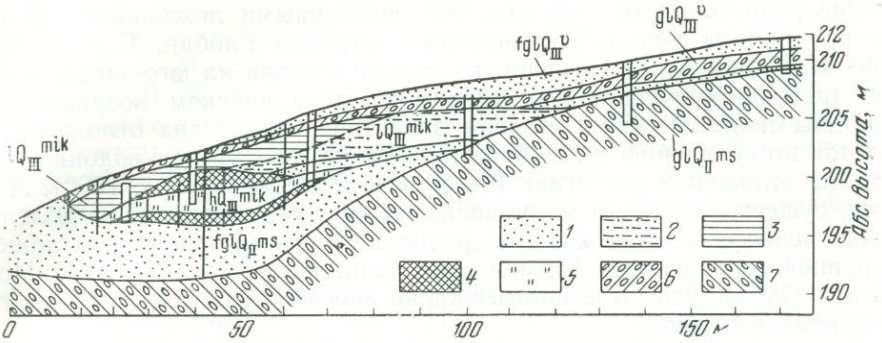


Рис. 2. Условия залегания озерно-болотных отложений микулинского межледниковья в с. Микулино, разрез «Панская гора». Составил В. П. Гричук по материалам Н. А. Кориной, М. А. Фаустовой Н. С. Чеботаревой

1 — песок и супеси; *2* — суглинки; *3* — глины; *4* — глины и гиттиевые глины; *5* — торф; *6* — морена валдайского оледенения; *7* — морена московского оледенения

рельефа, сформировавшегося, по-видимому, в условиях мертвого льда. Здесь преобладают низкие куполообразные, беспорядочно расположенные холмы, реже встречается грядово-кольцевой рельеф с понижениями внутри кольцеобразно расположенных гряд.

Еще южнее на плоских моренных возвышенностях (моренных «плато») с отметками > 220 *м* развит рельеф плоской или волнистой моренной равнины. Моренные плато представляют собой формы, унаследованные от довалдайского рельефа (Вознячук, 1960; Салов, 1960; Чеботарева, 1965, и др.). Они сложены довалдайскими осадками мощностью около 100 *м*, причем мощность отложений московского оледенения составляет более 50 *м*. Отложения московского оледенения перекрыты маломощной валдайской мореной (0,3—3 *м*). Мощность московских и валдайских ледниковых отложений устанавливается по залегающим между ними озерно-болотным отложениям микулинского межледниковья, о которых говорилось выше. Озерно-болотные осадки в известном разрезе «Панская гора» выполняют понижение в поверхности московской морены (рис. 2). Спорово-пыльцевая диаграмма наиболее полно отражает все особенности развития растительности во время микулинского межледниковья («Рельеф и стратиграфия...», 1961).

На южном склоне Микулинской ложбины (г. Мачеха) имеется еще один разрез с микулинскими отложениями (Н. Я. Кац и др., 1958; «Рельеф и стратиграфия...», 1961), представляющий собой полную аналогию разреза Панской горы. В этих разрезах, расположенных на склонах «плато» к Микулинской ложбине, занимающей центральную часть района, озерно-болотные осадки перекрыты маломощным (0,3—1 *м*) слоем валдайских ледниковых отложений, представленных плотным и довольно пластичным красно-бурым суглинком с гравием. Мощность его увеличивается по направлению к области холмисто-моренного рельефа. Валдайские ледниковые отложения почти всюду перекрыты покровными супесями мощностью до 1,8 *м*. Наименьшая мощность покровных отложений наблюдается на склонах и эрозионных останцах плато внутри Микулинской ложбины, а также кое-где в области холмисто-моренного рельефа. Наибольшая мощность их установлена, по данным скважин ручного бурения, в центральной части плато. Местами на склонах и эрозионных останцах плато покровные и валдайские ледниковые отложения уничтожены последующими процессами и выходят на поверхность отложения московского возраста (моренный суглинок и флювиогляциальные пески).

Поверхность плато изрезана многочисленными ложбинами. Наиболее крупная из них — Микулинская с озерами Глобай, Едрица, Витрино, Б. Рутавечь, протягивается с северо-востока на юго-запад, наследуя древнюю довалдайскую долину. О довалдайском возрасте этой ложбины свидетельствует высокое залегание валдайских отложений на «плато» по сравнению с ложбинами: разница в отметках подошвы валдайских отложений достигает 40—50 *м* и более (Вознячук, 1960). Ложбины, существовавшие в микулинское время, унаследованы от доледникового рельефа. Л. Н. Вознячук предполагал связь современных ложбин с крупной доледниковой Касплянской долиной, выделенной Д. И. Погуляевым (1955). Это было подтверждено впоследствии результатами геологосъемочных работ.

Высота бортов Микулинской ложбины над днищем в центральной ее части составляет 20—30 *м* и более, а в восточной и северо-восточной — уменьшается до 10 *м*. Ширина ложбины в центральной части (у оз. Б. Рутавечь) — 1,2—1,5 *км*, в северо-восточной — 3 *км*, в западной — 7—8 *км*.

Кроме древней Микулинской ложбины, в окрестностях Микулино имеется серия ложбин более мелких, врезанных на различную глубину. Самые мелкие ложбины стока выходят из области холмисто-моренного рельефа и секут поверхность плато к северу от с. Микулино. Они направлены с севера и северо-запада на юг и юго-восток в Микулинскую ложбину, имеют «висячие» устья, в которых расположены верховья оврагов с молодым врезом. На плато к югу от с. Микулино также имеется несколько ложбин, примерно параллельных Микулинской. Для них характерны «висячие» верховья, обрывающиеся в сторону глубже врезанных ложбин маргинального характера. Эти ложбины на отдельных участках поперечного профиля имеют форму ступеньки, характерную для маргинальных ложбин.

Таким образом, в окрестностях с. Микулино имеется серия ложбин, образованных талыми водами ледника непосредственно у его края. Они возникли при последовательном изменении положения ледникового края. Самые мелкие ложбины, рассекающие поверхность плато, образовались в начале этапа таяния льда на данной территории, когда лед стаял на поверхности высоких «плато», но еще сохранился в более глубоких понижениях и ложбинах.

Глубже вырезанные ложбины маргинального характера образованы несколько позже потоками, протекавшими по контакту льда и склона моренного плато, освободившегося ото льда. Ложбины имеют характерные морфологические особенности, указывающие на их генезис: 1) плоское, часто заторфованное русло, не имеющее постоянного водотока; 2) наличие «висячих» устьев и верховьев; 3) наличие ступенчатого профиля на некоторых участках ложбин.

Рельефообразующая роль валдайского ледника в пределах района великолепно иллюстрируется рельефом Микулинской ложбины, где возник целый комплекс ледниковых и водно-ледниковых форм. На высоких плато валдайский ледник оставил лишь маломощный покров морены. Некоторые, наиболее высокие участки плато к югу от Микулино, вероятно, вообще не были покрыты льдами последнего оледенения (Салов, 1960; Чеботарева, 1965). Формы рельефа, созданного валдайским ледником в Микулинской ложбине, чрезвычайно разнообразны. На дне ложбины и по ее бортам расположены камовые террасы различной высоты и отдельные камы, в крайней восточной части ложбины имеются эрозионные останцы озового рельефа. В ложбине имеются также формы рельефа активного льда.

Анализ всех форм рельефа Микулинской ложбины показывает, что продвинувшийся сюда ледниковый язык некоторое, может быть непродолжительное, время сохранял активность ледникового края. Об

этом свидетельствует серия хорошо ориентированных гряд, образующих полосу, огибающую с северо-запада, запада и юга останец довалдайского плато в центральной части ложбины (на останце расположена южная часть с. Микулино). Ориентировка гряд параллельна бортам останца (рис. 3). К югу от останца поверхность гряд распахана, они выражены менее четко [1], а к западу и северо-западу от останца гряды резко выражены в рельефе, их высота колеблется от 5 до 8 *м*, ширина гребня 6—10 *м*. Ориентировка гальки в основном совпадает с направлением гряд, хотя часть гальки ориентирована и в других направлениях

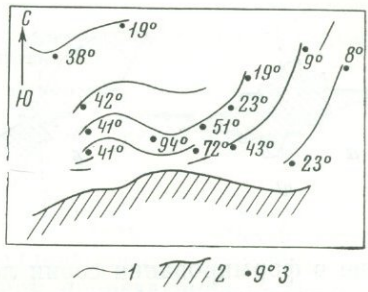


Рис. 3. Ориентировка гребней моренных гряд, расположенных к югу от оз. Едрица. Составила М. А. Фаустова

1 — направление гребней гряд; *2* — край останца моренного плато; *3* — ориентировка гребня в данной точке

(рис. 4*а*). Гряды сложены галечно-гравийным материалом с крупными валунами, а в верхней части — красно-бурым суглинком с гравием и редкой галькой или сплошь красно-бурым суглинком. Образование гряд связано с активным состоянием валдайского ледника, продвинувшегося в ложбину. Вероятнее всего, они имеют конечноморенную природу [2].

У западного берега оз. Б. Рутавечь имеется несколько холмов, образование которых также можно связать с активным ледниковым краем. Холмы имеют вытянутую форму, сложены (по расчистке на склоне одного из таких холмов) красно-бурым суглинком с галькой, вниз по размеру сменяющимся красно-бурой супесью. Длинные оси галек имеют хорошую ориентировку в направлении 125—135°. Ориентировка гребня холма составляет ~60° (рис. 4*б*).

Ледник, продвинувшийся в ложбину, быстро потерял активность, о чем свидетельствует большое распространение в ложбине форм рельефа мертвого льда — камов и камовых террас. Последние образовались, когда лед стаивал с поверхности и у бортов ложбины. В Микулинской ложбине можно выделить три уровня камов и камовых террас: высокий с отметками порядка 205—210 *м*, средний с отметками около 200—205 *м* и низкий — 185—200 *м*. Однако высота камовых террас очень непостоянна. Наиболее грубый состав имеют отложения, слагающие камовые холмы высокого и среднего уровня. К северу от г. Мачеха отдельные высокие камы сложены песками красновато-бурыми, коричневыми, красновато-желтыми, разнозернистыми, в основном грубозернистыми, с гравием и мелкой галькой, с покрышкой из красно-бурого моренного суглинка. В юго-западной части Микулинской ложбины камы сложены желтыми, желтовато-бурыми среднезернистыми и крупнозернистыми песками с гравием и мелкой галькой (камы среднего уровня к югу от оз. Витрино). Самые низкие камы и камовые террасы сложены преимущественно коричневыми крупнозернистыми песками с гравием.

В южной и юго-западной частях Микулинской ложбины есть отдельные крупные камы, сложенные более тонкими озерно-ледниковыми осадками: голубовато-серыми глинистыми супесями, переслаиваю-

[1] Их ориентировка прекрасно видна на аэрофотоснимках.

[2] Н. С. Чеботарева склонна считать ориентированные гряды друмлинами (устное сообщение).

щимися с серовато-желтыми супесями, и желтым разнозернистым песком (рис. 5).

Анализ расположения ложбин и форм камового рельефа показывает, что лед стаивал первоначально на поверхности плато и оставался дольше в древних ложбинах в виде глыб мертвого льда. Затем произошло таяние льда у бортов ложбин, где в образующихся протолинах шла аккумуляция материала камов и камовых террас. Таяние льда на территории происходило неравномерно: периоды интенсивного таяния сменялись периодами почти стабильного состояния, что нашло

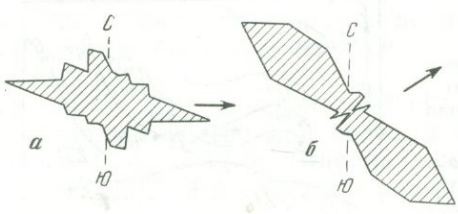


Рис. 4. Ориентировка валунно-галечного материала. Составила М. А. Фаустова

а — в гряде к северо-западу от останца плато (центральная часть Микулинской ложбины); *б* — в холме у западного берега оз. Б. Рутавечь. Стрелками обозначено направление гряд

отражение в формировании серии ложбин, каждая из которых соответствует определенному положению края льда, и в образовании нескольких уровней камов и камовых террас.

Следующий за образованием камов этап связан с полным стаиванием льда на территории до области холмисто-моренного рельефа на севере и существованием обширного приледникового водоема. Этот этап отражен в образовании абразионно-аккумулятивной террасы высотой 5—7 *м* (в западной части ложбины у оз. Глобай) и 8—9 *м* (в восточной части ложбины у оз. Б. Рутавечь). Терраса занимает наибольшее пространство в западной части рассматриваемого района и на севере примыкает к области с мелкохолмистым рельефом. Терраса образовалась в позднеледниковое время, так как к ней привязаны устья нескольких ложбин стока, выходящих из зоны мелкохолмистого рельефа.

Строение террасы характеризует обстановку осадконакопления в древнем водоеме. Она сложена желтым, буровато-желтым тонкозернистым, мелкозернистым, реже среднезернистым песком и тонкими серыми, буровато-серыми, голубовато-серыми супесями. Наиболее тонкие осадки отмечаются в центральной и южной частях бассейна.

В север-северо-западной и северо-восточной частях бассейна наблюдается укрупнение материала. Так, к западу от оз. Витрино, вблизи области распространения холмисто-моренного рельефа вскрыты грубые коричневые пески с большим количеством гравийного материала. Желтые пески среднезернистые и крупнозернистые с галькой вскрыты в северной части бассейна. В северо-восточной части бассейна в обрыве этой террасы на северном берегу оз. Глобай под делювиальным суглинком вскрыт (рис. 6) песок разнозернистый, слоистый (прослои песка, обогащенного гравием и мелкой галькой, чередуются с прослоями песка с редкой галькой). Укрупнение материала на северной окраине бассейна связано с приносом обломочного материала потоками талых вод по меридиональным ложбинам стока. На северной окраине бассейна вблизи области с холмисто-моренным рельефом имеются следы абразии этого обширного водоема в виде небольших абразионных площадок, сложенных красно-бурым моренным суглинком.

Северо-восточная часть Микулинской ложбины сложена водно-ледниковыми осадками. Исследование этих осадков показало, что здесь, по-видимому, имеются два уровня этой равнины, отличающиеся по возрасту. Древняя (восточнее р. Рутавечь) сложена более тонкими осадками — тонко- и мелкозернистым желтым песком. Более молодая (западнее р. Рутавечь) — сложена грубыми осадками — преимущественно

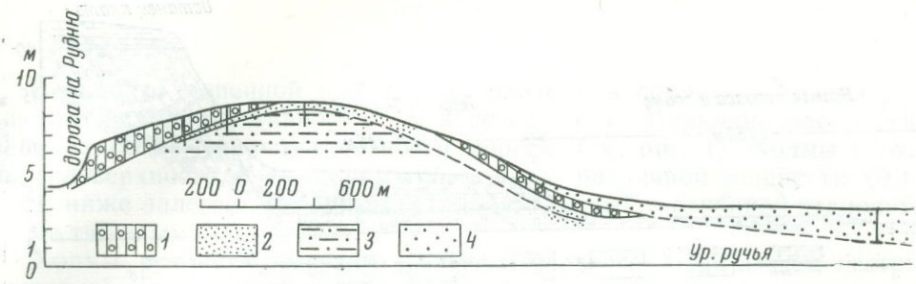


Рис. 5. Разрез кама у южной окраины с. Микулино, у дороги на Рудню. Составили Н. А. Корина, М. А. Фаустова, Н. С. Чеботарева

1 — суглинок красно-бурый тяжелый; *2* — песок коричневый мелко- и среднезернистый глинистый; *3* — суглинок безвалунный светло-коричневый с серым и зеленоватым оттенком, иловатый; *4* — песок, в верхней части серовато-коричневый, иловатый, в нижней — желтый, крупнозернистый, с гравием

крупно- и грубозернистым песком с гравием и галькой желтовато-коричневого и коричневого цвета. Неодинакова и высота бортов этих двух водно-ледниковых равнин над днищем прорезающей их узкой ложбины стока, занятой в настоящее время р. Рутавечь. Так, равнина, сложенная тонкозернистыми осадками, имеет высоту над поймой р. Рутавечь вблизи озера 5 *м*, севернее — 7,5—8 *м* и еще далее к северо-востоку — 10—12 *м*, а равнина, сложенная грубозернистыми осадками, соответственно 3—5; 7,5 и 7,5 *м*.

После таивания льда рельеф окрестностей Микулино подвергался воздействию различных перигляциальных процессов (солифлюкция, склоновые процессы, термокарст). Таяние глыб льда в понижениях между камами продолжалось уже после осушения озерно-ледникового водоема, поскольку эти понижения местами примерно на 2 *м* ниже поверхности примыкающей к ним древней озерной террасы, т. е. окончательное таивание глыб льда в понижениях произошло после ее формирования. Таивание последних глыб льда и образование впадин озер Девино, Купелище и М. Рутавечь произошло еще позднее. Впадина оз. М. Рутавечь и мелкие округлые понижения на террасовидной поверхности, обрывающейся к р. Рутавечь [1], возникновение которых связано скорее всего с термокарстовыми процессами, свидетельствуют о растягивании процесса таяния глыб льда на значительный отрезок позднеледниковья. Развитие солифлюкции и перигляциальных склоновых процессов приходится, по-видимому, в описываемом районе на период существования приледникового озера. К уровню этого озера привязаны пологие плоские ложбины на склонах (делли) и крупные, в настоящее время задернованные овраги, расчленяющие склоны плато. Современные овраги, как уже говорилось, прорезают эти древние формы и привязаны к уровню современных озер.

Озера, расположенные в Микулинской ложбине, различного происхождения. Большинство из них (во всяком случае, самые крупные Витрино, Глобай, Б. Рутавечь) были частями единого древнего водоема (Вознячук, 1960; Чеботарева, 1965). Котловины более мелких озер (М. Рутавечь, Девино и, возможно, оз. Глобай) образовались при участии термокарстовых процессов. Большая глубина оз. Едрица (Погуляев, 1955) свидетельствует о его возможном эворзионном происхождении. В формировании озерной котловины оз. Б. Рутавечь, приуроченного к наиболее низкой части Микулинской ложбины, не последнюю роль играла, вероятно, экзарационная деятельность льда.

---

[1] Севернее впадины оз. М. Рутавечь имеется несколько таких западин. Самые мелкие из них достигают длины 30—40 *м*, самая крупная — 250 *м*.

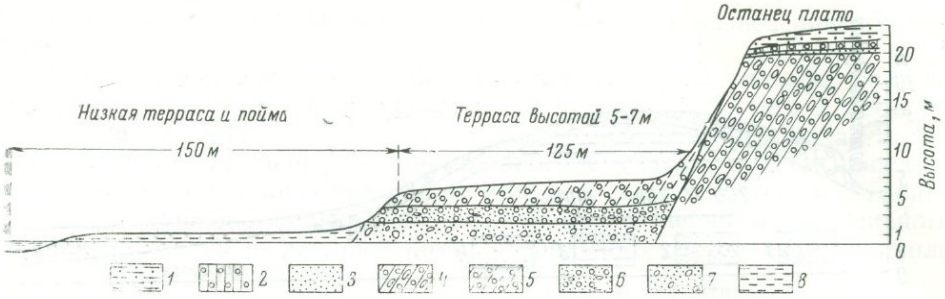


Рис. 6. Профиль от оз. Глобай на останец плато к северо-западу от озера. Составила М. А. Фаустова

1 — супесь светло-серая, тонкая (покровная); *2* — суглинок красно-бурый с гравием, тяжелый (морена валдайского оледенения); *3* — песок желтовато-серый, неясно слоистый, мелкозернистый; *4* — супесь красно-бурая, грубая, с валунами и галькой (морена московского оледенения); *5* — суглинок красно-бурый, слоистый, с прослоями галечника ореховатой структуры (делювий валдайской морены); *6* — песок желтый мелкозернистый, слоистый; встречаются прослои песка, обогащенные гравием и галькой (отложения древнего озера); *7* — песок желтовато-коричневатый, крупнозернистый, с гравием и галькой (отложения древнего озера); *8* — супесь серая, тонкая (отложения современного озера)

Вокруг каждого из озер, расположенных в Микулинской ложбине, имеются две низкие озерные террасы — высотой до 2 *м* и 4,5 *м*. Последняя не имеет сплошного распространения и довольно плавно переходит в более высокую древнюю озерно-ледниковую террасу. Озерные террасы сложены тонкими супесями разного цвета.

В восточной части Микулинской ложбины имеются две узкие ложбины стока, вложенные в Микулинскую; одна из них занята сейчас р. Рутавечь (с поймой и низкой террасой), другая — поймой небольшого ручья. Рельеф первой представляет большой интерес. В этой ложбине расположены эрозионные останцы озовых гряд, сложенных грубыми разнозернистыми песками, в основном грубозернистыми, с гравием и галькой. Короткие озовые гряды следуют одна за другой по направлению ложбины.

Изучение гранулометрического и минералогического состава ледниковых отложений окрестностей с. Микулино, предпринятое с целью выяснения условий их накопления и установления отличий валдайских отложений от более древних, показало, что валдайская морена в районе имеет своеобразный характер [1]. Валдайская морена в отличие от более грубой, обогащенной обломочным материалом московской морены глинистая, маловалунная. Она неоднородна на всей площади района. Внутри валдайской морены можно выделить четыре разновидности. Наиболее глинистая разность морены (I) характеризуется высоким содержанием фракции $<0{,}01$ *мм* (60% и больше) и низким содержанием песчаных и алевритовых фракций. Разновидность II — алевритово-глинистая морена; содержание песчаных фракций и общей суммы песчано-алевритовых фракций в ней гораздо выше, чем в морене разновидности I, а общее количество фракции $<0{,}01$ *мм* составляет $<60\%$ (в среднем 47—54%). Разновидность III — глинисто-алевритовая — характеризуется еще меньшим содержанием фракции $<0{,}01$ *мм* ($<40\%$). Наиболее грубая разновидность валдайской морены (IV) — песчано-алевритовая; она отличается от предыдущих еще бо́льшим содержанием фракции 1—0,1 *мм* (30% и более) и фракции 0,1—0,01 *мм*, в то время как процент фракции $<0{,}01$ невысок (~ 30). Алевритово-песчаная разность валдайской морены в окрестностях с. Микулино не встречается.

[1] Исследовались образцы из расчисток и 111-ти скважин ручного бурения, заложенных на различных элементах рельефа на общей площади 140 *км* ^{2}.

В области моренной равнины на плато и в области развития холмистого рельефа активного льда к северу от с. Микулино распространены наиболее глинистые разности морены (см. рис. 1). Холмы сложены с поверхности серовато-желтой супесью различной мощности (0,4—1 *м*), ниже залегает моренный суглинок, который с глубиной становится более тяжелым.

Холмы в зоне холмистого рельефа мертвого льда имеют пестрый состав. Они сложены желто-бурым или коричневым песком, перекрытым красно-бурой глинистой супесью (III разновидность валдайской морены) или красно-бурым тяжелым суглинком с гравием (II, реже I разновидность морены). Наиболее грубая (IV) разновидность валдайской морены установлена в области развития холмисто-моренного рельефа к юго-востоку от оз. Рутавечь, где, по-видимому, существовали условия свободного стока в область расположенного южнее березинского зандра и где таяние льда происходило более интенсивно.

Московская морена отличается от валдайской значительно более грубым составом. В основном это грубые супеси с большим количеством гравия и гальки.

От валдайской морены следует отличать похожие на нее по цвету делювиальные отложения, образовавшиеся из материала морены, широко распространенные на низких элементах рельефа вблизи склонов плато и холмисто-моренного рельефа (например, кое-где на поверхности озерной и озерно-ледниковой террас). Делювиальные отложения обеднены тонкими фракциями (алевритом и глиной) по сравнению с валдайскими ледниковыми отложениями.

Необычный довольно глинистый характер (I разновидность) валдайской морены в разрезах Панской горы и г. Мачеха не дает оснований, как справедливо считали первые исследователи разреза А. В. Костюкевич-Тизенгаузен, Г. Ф. Мирчинк и их последователи, отрицать ее ледниковый генезис. К этому выводу пришли в результате проведенных здесь в 1957—1959 гг. работ сотрудники Института географии АН СССР («Рельеф и стратиграфия...», 1961; Чеботарева, 1965). Наличие такой же глинистой разности морены в области холмисто-моренного рельефа к северу от Микулино свидетельствует о том, что такая «нетипичная» морена распространена и в других местах района. В то же время наблюдается ее замещение в пространстве и в разрезе (о чем говорилось выше) другими менее глинистыми разновидностями.

Минералогический состав валдайской морены разнообразен. В составе фракции алеврита (0,1—0,01 *мм*) насчитывается более 40 минералов. В легкой фракции преобладает кварц (50—80%), содержание минералов группы полевых шпатов (кислые и основные плагиоклазы, микроклин, ортоклаз) составляет в среднем 5—12%, остальная часть представлена слюдами, кальцитом и единично встречаются минералы группы лейцита.

В тяжелой фракции преобладает (10—30%) группа непрозрачных минералов (рудные: магнетит, ильменит, лейкоксен; окислы железа: гематит, лимонит), много роговой обманки (16—35%), минералов группы эпидота — цоизита (10—18%), гидрослюд. Постоянно встречаются гранат, циркон, турмалин, рутил, титанит, анатаз, брукит. Из минералов метаморфической группы присутствуют дистен, силлиманит, ставролит. Пироксены содержатся в количестве 1—3%. В единичных зернах встречаются корунд, шпинель, пирит и халькопирит.

Содержание отдельных минералов варьирует. По соотношению отдельных групп минералов (отношение кварца к полевым шпатам, процентное содержание акцессорных минералов, роговой обманки, гидрослюд и др.) устанавливаются некоторые пространственные отличия между разностями валдайской морены в пределах района.

Микростроение ледниковых отложений изучалось в 25 шлифах из

ориентированных образцов валдайской и московской морен. При изучении микростроения морены было выделено несколько типов микроструктуры, образованной «оптически ориентированными глинами» и алевритом. В каждом из выделенных типов микроструктуры обнаруживается связь с гранулометрическим составом морены. Было установлено, что микростроение глинистых разностей валдайской морены отличается от микростроения этой же морены более грубого состава. Микростроение валдайской морены в целом резко отличается от микростроения московской морены в данном районе (Корина, Фаустова, 1963).

Анализ геоморфологических особенностей краевой зоны в окрестностях с. Микулино и литологии ледниковых отложений позволяет сделать вывод о маломощности и довольно пассивном характере валдайского ледника в пределах района. Сильно расчлененный древними долинами рельеф окрестностей с. Микулино с отметками «плато» более 220 *м* несомненно способствовал потере ледником активности, формированию глыб мертвого льда и образованию связанных с ними форм ледникового контакта. Однако непродолжительное время ледник, вероятно, мог сохранять активность, о чем свидетельствуют формы активного льда в Микулинской ложбине, встречающиеся в сочетании с широко распространенными формами мертвого льда.

ЛИТЕРАТУРА

Вознячук Л. Н. О межледниковых отложениях с. Микулино.— Труды Ин-та геол. наук АН БССР, 1960, вып. 2.

Доктуровский В. С. О межледниковых флорах.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1930, № 2.

Жирмунский А. М. Межледниковые отложения бассейна р. Западной Двины.— Бюлл. Инф. бюро АИЧПЕ, 1931, № 1.

Кац Н. Я., Кац С. В., Салов И. Н. Новые разрезы рисс-вюрмских (микулинских) межледниковых отложений — гора Прялица (на р. Меже) и гора Мачеха (с. Микулино).— Сб. научных работ Смоленск. краеведч. н.-и. ин-та, вып. 2. Смоленск, 1958.

Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Погребенный рисс-вюрмский (Шельский) торфяник у с. Микулино.— В кн. «Путеводитель экскурсий II. Междун. конф.» Л.— М., 1932.

Корина Н. А., Фаустова М. А. К вопросу о микростроении ледниковых отложений.— Почвоведение, 1963, № 9.

Корина Н. А., Фаустова М. А. Геоморфологические особенности краевой зоны последнего оледенения в районе с. Микулино (Смоленская область).— В сб. «Географические сообщения АН СССР», вып. III. М., 1966.

Марков К. К. О множественности оледенений.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1938, № 2—3.

Марков К. К. Основные черты палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1940, № 2.

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

Мирчинк Г. Ф. Новая находка межледниковой флоры.— Природа, 1928, № 6.

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

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

Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Салов И. Н. Строительные материалы Смоленской области. Смоленск, 1960.

Соколов Н. Н. О положении границ оледенений в Европейской части СССР.— Труды Ин-та геогр. АН СССР. (Палеогеография четвертичного периода), 1946, вып. 37.

Фаустова М. А., Чеботарева Н. С. Деградация последнего оледенения на территории Белоруссии и Смоленской области.— В кн. «Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР». М., «Наука», 1969.

Чеботарева Н. С., Пасюкевич В. И. Рельефообразующая роль валдайского ледникового покрова на Двинско-Днепровском междуречье.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1962, № 27.

Чеботарева Н. С. Граница распространения льдов в течение московской стадии днепровского оледенения.— Вопросы географии, 1949, сб. 12.

Чеботарева Н. С. Краевые образования последнего оледенения на примере Двинско-Днепровского междуречья.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

СТРОЕНИЕ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ ДОЛИНЫ р. ЗАПАДНАЯ ДВИНА
(севернее велижа)

Э. Е. ЛЕХТ, М. А. ФАУСТОВА

Изучение краевых образований последнего материкового оледенения, широко развернувшееся в последние годы, позволило внести коррективы в стратиграфию верхнеплейстоценовых отложений, способствовало выработке представлений о динамике ледникового покрова, о типе его деградации, дало возможность провести корреляцию краевых зон, выделенных на территории северо-запада Русской равнины, с соседними территориями «Последний европейский ледниковый покров», 1965; Краснов, Заррина, 1966; «Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР», 1969, и др.). Однако вследствие крайней неравномерности степени изученности краевых образований последнего оледенения в разных районах северо-запада границы этапов его деградации оказались на отдельных участках территории проведенными в значительной мере условно. К одной из таких территорий, где ход деградации последнего оледенения не представлялся достаточно ясным, можно отнести южную окраину Псковской области.

На границе Псковской и Смоленской областей развит холмисто-моренный рельеф, образующий полосу, обращенную выпуклой стороной к югу. Полоса холмисто-моренного рельефа, которую прорезает р. Западная Двина, прослеживается в западном направлении на территории Белоруссии, а в восточном — на территории Калининской области (рис. 1). Попытки связать эту зону холмисто-моренного рельефа с определенными этапами деградации ледникового края встречают затруднения из-за недостаточного количества надежных палеоботанических данных. Поэтому границы этапов деградации последнего оледенения проводились различно. На карте отступания льдов валдайского оледенения, составленной коллективом авторов книги «Последний европейский ледниковый покров» (1965), граница едровской фазы проведена значительно южнее и восточнее устья р. Межа, а граница вепсовской стадии — значительно севернее. На карте, составленной к монографии «Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР» (1969), в рассматриваемой части бассейна Западной Двины условно показана граница едровской фазы бологовской (максимальной) стадии, которая проходит меридионально, пересекая Западную Двину примерно в устье р. Межа. Там же проводилась граница двинской стадии последнего оледенения А. А. Алейниковым (1961). На карте поясов краевых ледниковых образований И. И. Краснова и Е. П. Зарриной (1966) к северу от устья Межи проходит граница осташковского (верхневалдайского, по схеме указанных авторов) оледенения. Она проведена по южной окраине дугообразно расположенной полосы холмисто-моренного рельефа. Граница калининского (нижневалдайского) оледенения проводится этими авторами значительно южнее р. Межа.

В процессе геологической съемки 1964—1965 гг. и специальных маршрутных исследований в полевые сезоны 1967 и 1968 гг. авторами были получены некоторые данные о геоморфологическом строении зоны краевых образований, расположенных в этой части бассейна Западной Двины, о морфологии ее долины и строении толщи верхнеплейстоценовых отложений, которые позволяют сделать некоторые заключения о деградации последнего оледенения на этой территории.

Зона краевых образований протягивается с запада от оз. Усмынское севернее деревень Лопатуха, Долговица на восток к Западной Двине и пересекает ее севернее устья р. Межа, образуя выступ в направлении

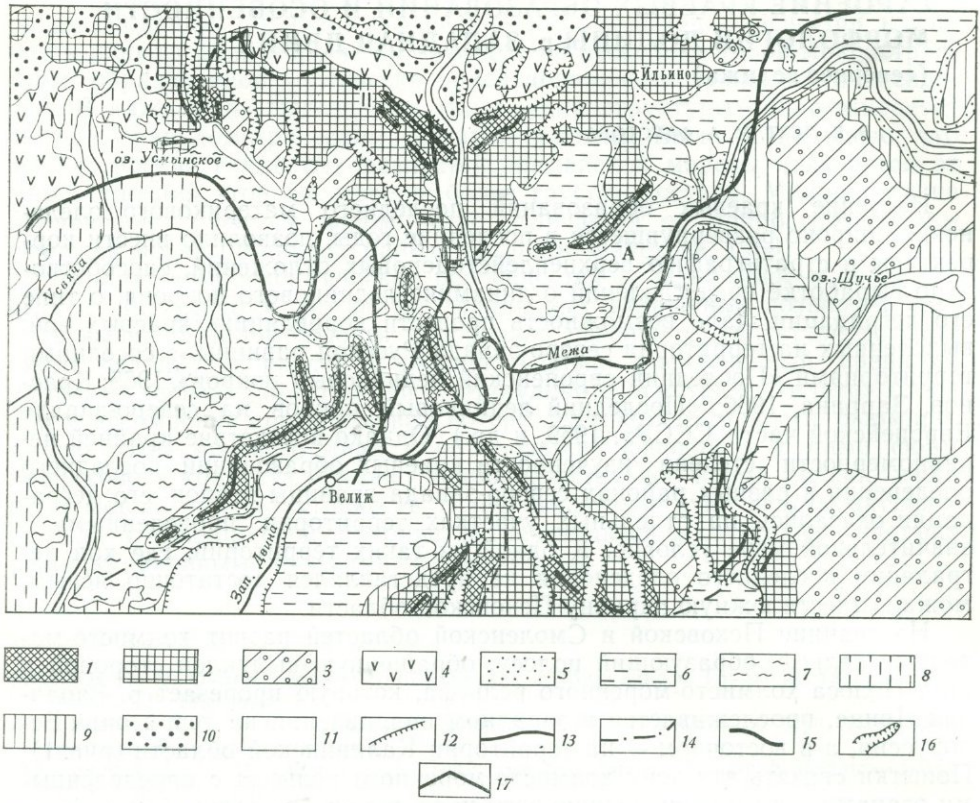


Рис. 1. Геоморфологическая схема участка бассейна р. Западная Двина к северу от г. Велиж

1 — среднехолмисто-грядовый рельеф; *2* — мелкохолмисто-грядовый рельеф; *3* — моренная равнина, местами перекрытая маломощными водно-ледниковыми отложениями; *4* — рельеф мертвого льда; *5—8* — уровни озерно-ледникового и озерного бассейна, существовавшего со времени формирования Усмынско-Ильинской краевой зоны (вепсовский этап); *9* — высокие озерно-ледниковые уровни, связанные с отступанием льда максимальной стадии последнего оледенения и ее осцилляций; *10* — нерасчлененная озерно-ледниковая и флювиогляциальная равнины, связанные с положением ледникового края к северу от краевой зоны оз. Усмынское — г. Ильино; *11* — долинные зандры, террасы, пойма; *12* — эрозионные уступы; *13* — предполагаемая граница вепсовской подвижки льдов; *14* — предполагаемые границы этапов отступания льдов максимальной стадии последнего оледенения; *15* — направление крупных гряд; *16* — ложбины стока; *17* — линия разреза (рис. 2).
I — первая подзона краевой зоны оз. Усмынское — г. Ильино; II — вторая подзона краевой зоны Усмынское — г. Ильино; А — обнажение горы Прялица у дер. Ковали

движения ледника. На левобережье Западной Двины эта зона краевых образований прослеживается в северо-восточном направлении к г. Ильино. Наибольшие абсолютные высоты рельефа в пределах краевой зоны составляют 200—230 *м* на правобережье Западной Двины (окрестности деревень Гладыши, Миняково, к западу от оз. Городно) и 200—213 *м* на ее левобережье. Они приурочены к центральной части краевой зоны и уменьшаются в дистальном направлении до 180—185 *м* (окрестности деревень Кресты и Дубровка) и до 180 *м* — в проксимальном.

Вся зона краевых образований состоит из нескольких полос мелко- и среднехолмисто-грядового моренного рельефа, имеющих север-северо-западную ориентировку на правобережье Западной Двины и северо-восточную — на ее левобережье. Конфигурация этих полос соответствует небольшим выступам ледникового края. Между этими выступами и внутри них располагаются участки моренной равнины. В проксимальной и дистальной частях зоны краевых образований имеются участки рельефа мертвого льда. По строению всю зону краевых образований

можно четко разделить на две подзоны, отличающиеся по характеру рельефа.

В дистальной части зоны (первая подзона) развит мелкохолмисто-грядовый рельеф с холмами и грядами относительной высотой 7—8 *м* (окрестности деревень Пузаново и Жегули) и 10—12 *м* (окрестности деревень Кресты и Дубровка). Холмы сложены грубым песчано-гравийно-галечным материалом. Понижения между холмами сложены красно-бурым валунным суглинком. В окрестностях деревень Кресты и Завыково холмы, ориентированные в север-северо-западном направлении, образуют гряду длиной до 4,5 *км*, шириной от 300 *м* до 1 *км* и высотой над соседними понижениями 15—20 *м*. В окрестностях деревень Миняково и Бурьково мелкие гряды и вытянутые холмы имеют субширотную, северо-западную и юго-восточную ориентировку соответственно очертаниям мелких выступов ледникового края. На крайнем западе полоса мелкохолмистого грядового рельефа, свидетельствующего о рецессии активного ледникового края, замещается участками неориентированного мелкохолмистого или преимущественно кольцевого рельефа (с относительными превышениями холмов над понижениями не более 4—5 *м*), образовавшегося в условиях мертвого льда.

Центральная, самая высокая часть краевой зоны (вторая подзона) образована полосой средне- и реже крупнохолмисто-грядового рельефа. Здесь относительная высота холмов и гряд достигает 20 *м* и более. В ее пределах выделяется несколько крупных гряд, ориентированных в северо-западном направлении (на правобережье Западной Двины) и состоящих из отдельных менее крупных гряд и холмов. Гряды у северо-западной оконечности оз. Усмынское (на границе с Белоруссией) четко выражены в рельефе, имеют высоту над ур. озера 40 *м*, ориентированы в северном и север-северо-западном направлении. Длина их составляет от 1,5 до 2,0 *км*, ширина — от 100 до 250 *м*. Полоса среднехолмисто-грядового рельефа протягивается от оз. Усмынское в восточном направлении на деревни Моисеево и Гладыши, где переходит на левый берег Западной Двины. Холмы и гряды сложены красно-бурым плотным валунным суглинком. К северу от этой подзоны рельеф снова меняется на мелкохолмистый. Здесь относительная высота холмов снова уменьшается до 5—6 *м*.

Таким образом, в пределах зоны краевых образований можно выделить две подзоны, связанные с этапами отступания ледникового края.

Сток талых вод от ледникового края происходил по системе ложбин стока меридионального и близкого к нему направлений, устья которых открывались в приледниковый водоем или в более крупные приледниковые ложбины, следующие примерно параллельно ледниковому краю. Верховья наиболее крупных ложбин меридионального направления на правобережье Западной Двины расположены к западу от дер. Пухново, в окрестностях деревень Булавкино, Миняково, на левобережье — у дер. Винокурово, г. Ильино. Ширина ложбин 200—300 *м*. Некоторые из них имеют четко выраженные в рельефе борта. Дно ложбин сложено, по данным скважин ручного бурения, тонкой супесью и мелкозернистым песком. Приледниковая ложбина на правобережье Западной Двины протягивалась с северо-запада на юго-восток. На отдельных участках ее, вероятно, наследует р. Черногузка. На левом берегу Западной Двины ложбину стока, протягивающуюся вдоль ледникового края, наследует р. Усодица (левый приток Западной Двины). Ширина ее долины не соответствует размерам современного водотока: ширина современного русла не более 2—3 *м*, а ширина долины у с. Усодица составляет от 300 до 600 *м*. Борта долины четкие.

Мощность четвертичных отложений в пределах всей зоны краевых образований, прослеживающейся от оз. Усмынское до г. Ильино, достигает 60 *м*, уменьшаясь в южном направлении до 40 *м*. При этом

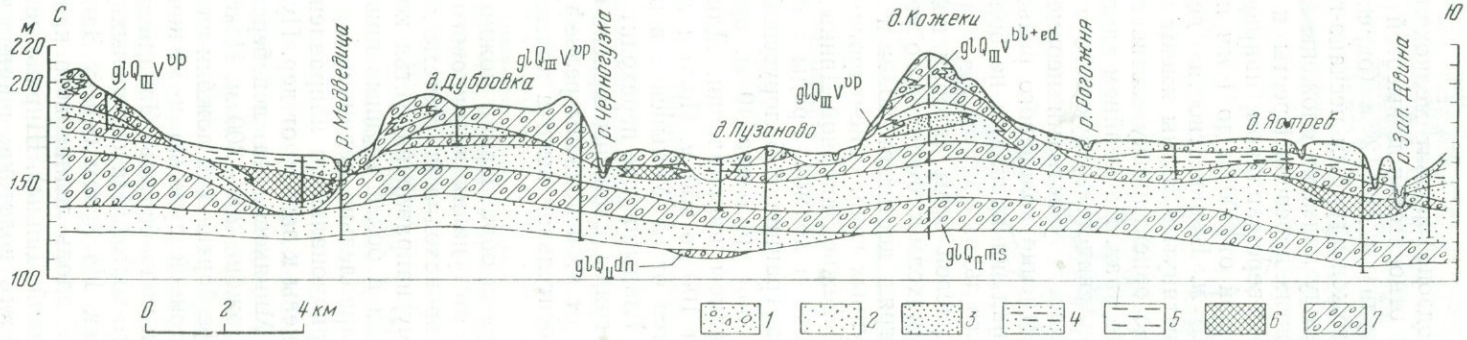


Рис. 2. Разрез четвертичных отложений по линии дер. Васьковщина — дер. Ястреб

1—4 — песок: *1* — валунный, *2* — разнозернистый, *3* — мелкозернистый, *4* — глинистый; *5* — глина; *6* — гиттия; *7* — суглинок валунный

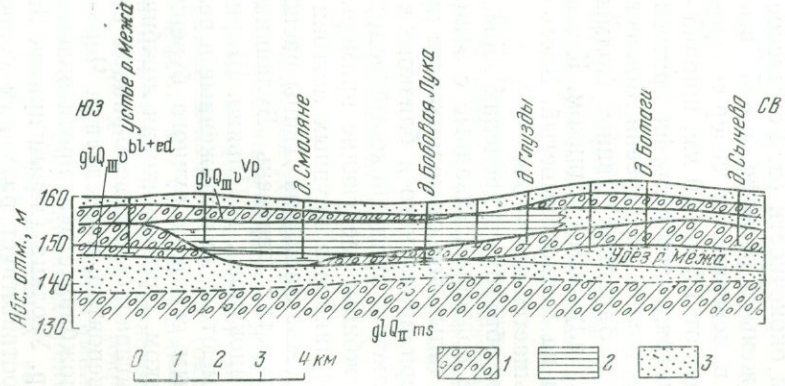


Рис. 3. Разрез четвертичных отложений по долине р. Межа

1 — валунный суглинок; *2* — ленточные глины; *3* — песок

толща валдайских отложений, состоящая из двух-трех прослоев моренного суглинка, разделенных маломощными прослоями и линзами песков и алевритов, составляет в пределах краевой зоны 20—30 *м*.

Строение верхнеплейстоценовых отложений рассматриваемого участка бассейна Западной Двины видно на профиле, построенном по данным скважин в направлении с юга на север через зону краевых образований и прилегающую к ней часть Двинской низины (рис. 2), а также на схематическом профиле, построенном вдоль р. Межа по данным скважин и расчисток (рис. 3). Толща валдайских отложений отделяется от отложений более древних оледенений озерно-болотными осадками микулинского межледниковья, которые хорошо изучены палеоботанически (Кац и др., 1958). Межледниковые отложения, представленные плотным темно-серым суглинком, торфяной гиттией и серым суглинком, обнажаются в обрыве на правом берегу Межи у дер. Ковали (гора Прялица). Они подстилаются толщей песков и мореной предыдущего оледенения (московской), образующей хорошо выраженный горизонт, прослеживающийся в северном направлении. Морена представлена красно-бурым и буровато-коричневым суглинком с валунами, мощностью 15—20 *м*, реже 25 *м*. Московская морена залегает повсеместно на абсолютных высотах 140—150 *м*. Валдайские отложения в пределах изученного района представлены на участках межмаргинальных зон одним или двумя горизонтами морен. Нижняя из них, более мощная и выдержанная по простиранию, прослеживается за пределы рассматриваемого района на юг и юго-восток. На ней залегают озерно-ледниковые осадки, представленные в центральных частях Двинской и Межинской низин ленточными шоколадно-коричневыми глинами. Верхний горизонт валдайской морены прослеживается в пределах низин только в северной их части и только по отдельным разрезам.

В известном обнажении горы Прялицы выше микулинских осадков также можно проследить два горизонта валдайской морены. Нижний из них здесь представлен валунником мощностью до 0,7 *м* (ниже по течению эта морена представлена красновато-бурым валунным суглинком). Валунник в разрезе г. Прялица отделяется слоем тонкого глинистого песка мощностью 4 *м* от второй (верхней) валдайской морены, перекрытой тонкими супесями и песками озерно-ледникового характера, а выше по разрезу — более грубыми флювиогляциальными песками. Эта морена в обнажении имеет мощность 2,3 *м*. В северо-западном направлении, по данным колонковых и шнековых скважин, ее мощность увеличивается до 10 *м* и достигает в пределах зоны краевых образований 20—30 *м* — по скважинам у дер. Пятиверстица, Панщина, Ковали и др., где она принимает основное участие в сложении холмистого рельефа (см. рис. 2) и представлена красно-бурым и буровато-красным валунным суглинком и супесью. К северу от зоны краевых образований мощность этой морены уменьшается до 8—12 *м*. От нижележащей валдайской морены она отделяется толщей тонких супесей, песков и глин. Среди последних отмечаются гумифицированные прослои супесей серого и бурого оттенка, накопление которых могло происходить в период потепления. Валдайские ледниковые отложения отделяются от более древних (московского возраста) водно-ледниковыми отложениями мощностью до 5—7 *м*.

В отдельных обнажениях (в устье р. Межа и на р. Западная Двина) можно видеть упомянутые два горизонта валдайской морены, верхний из которых часто представлен валунником. Они залегают непосредственно один над другим или разделены толщей озерно-ледниковых отложений. По цвету нижняя морена более коричневая, чем верхняя. Ориентировка валунно-галечного материала в этих моренах несколько различна. Прослеживание этих горизонтов за пределы района и анализ их соотношения с озерно-ледниковыми осадками, их разделяющими,

свидетельствуют о том, что нижний горизонт валдайской морены был отложен во время максимальной стадии последнего оледенения. После деградации льдов, оставивших свои краевые образования в виде гряд Слободских, Баклановских, гряд у деревень Пушки, Макушино и Кожеки, а на востоке в окрестностях оз. Щучье, на территории Двинско-Межинской низины существовал довольно глубокий водоем, осадки которого отложились на поверхности морены. Во время следующего ледникового этапа (вепсовское время) льды перекрывали только часть Двинско-Межинской низины. С деградацией этих льдов связано образование краевой зоны Усмынское — Ильино и существование менее глубокого приледникового водоема.

Отложения озерно-ледникового бассейна, связанного с деградацией ледника максимальной стадии последнего оледенения, залегают на самых высоких уровнях — с абсолютными отметками от 180 до 215 *м*. Они представлены глинистыми осадками, которые образуют нижнюю фациальную группу в толще озерных и озерно-ледниковых отложений, слагающих Двинско-Межинскую низменность. Отложения водоема, связанного с деградацией льдов, оставивших Усмынь-Ильинскую краевую зону, залегают на более низких уровнях (150—180 *м*) и имеют преимущественно песчаный характер. Они соответствуют верхней фациальной серии осадков Двинско-Межинской низменности. Так, скважинами в западной половине озерно-ледниковой низменности сверху вскрыта небольшая толща песков, которые несогласно залегают на ленточных глинах. Та же смена осадков вниз по разрезу установлена по скважинам и обнажениям в Межинской низине. Например, в обнажении у дер. Бобовая Лука наблюдаются:

0—2,8 *м*. Песок буровато-желтый, разнозернистый, с гравийно-галечным материалом в основании толщи. Граница с нижележащим слоем резкая, волнистая.

2,8—3,8 *м*. Песок светло-желтый, тонкозернистый, горизонтальнослоистый. Нижняя граница горизонтальная.

3,8—9,8 *м* (видимая мощность). Глина ленточная.

Озерно-ледниковый водоем, связанный с вепсовским этапом оледенения, оказался в устье современной р. Межа быстро спущенным. У ледникового края возникла серия ложбин стока талых вод, ориентированных вдоль него. Часть этих ложбин имеет хорошо выраженные борта, свидетельствующие о концентрированном характере стока. Ложбины такого типа напоминают миниатюрные Urstromtäler на Северо-Германской низменности. После спуска водоема здесь оформилась долина Западной Двины, в то время как в других местах Двинско-Межинской низменности (окрестности Велижа, Касплянская, Обшанская низменности) озера существовали до голоцена. Ниже зоны краевых образований, протягивающейся от оз. Усмынское на г. Ильино, в долине Западной Двины непрерывно прослеживаются флювиогляциальные и озерно-ледниковые уровни, переходящие ниже по течению в террасы (рис. 4) [1].

С остановкой края ледника к северу от устья Межи и образованием полосы мелкохолмисто-грядового рельефа, являющейся дистальной частью описанной зоны краевых образований (первая подзона), следует, вероятно, связывать зандр высотой примерно 16—17,5 *м* над ур. реки. Эти осадки сменяются ниже по течению осадками приледникового бассейна. Высота более низкого флювиогляциального уровня колеблется от 13,0 до 15,5 *м*. Этот уровень прослеживается как долинный зандр, он появляется ниже того места, где река прорезает центральную, наи-

[1] Строение долины Западной Двины на этом участке изучалось в процессе геологической съемки, а также во время маршрутных исследований М. А. Фаустовой в 1967—1969 гг. и А. Н. Маккавеевым в 1967—1968 гг.

более высокую часть зоны краевых образований. Мощность флювиогляциальных отложений небольшая — 1—3 *м*, редко более 3—4 *м*. Флювиогляциальные осадки, представленные тонко- и мелкозернистым песком с включением отдельных прослоев разнозернистого песка с примесью гравия и гальки, залегают с размывом на морене. Ниже по течению (между дер. Пискуново и дер. Четверня) этот уровень замещается эрозионными уступами высотой 13; 13,5; 14 *м* над ур. реки. Мощность флювиогляциальных отложений на поверхности таких уступов составляет всего 1,0—0,50 *м*. Еще ниже по течению этот уровень постепенно сливается с террасой, имеющей у г. Велиж высоту около 14—15 *м*.

Формирование двух самых низких надпойменных уровней связано, вероятно, со спуском водоема в позднеледниковье и голоцене. Высота верхнего из этих уровней колеблется от 10,5 *м* у бровки до 14 *м* у тылового шва. В самой северной части рассматриваемого района в окрестностях деревень Хлебаниха и Крутики его высота у бровки 12—13 *м*, с удалением от реки — 14—14,5 *м*. Мощность озерных и флювиогляциальных отложений непостоянна, но в целом также невелика (1—3 *м*). Отложения, залегающие на морене, представлены чередованием мелкозернистого желтого, серовато-желтого и красновато-желтого песка с редкой примесью гравия. В окрестностях дер. Хлебаниха на правом берегу реки флювиогляциальная и озерная поверхность замещается террасовидной эрозионной поверхностью. Здесь долина реки сужена (с обеих сторон близко к реке подступает холмисто-моренный рельеф) и осадки в значительной степени смыты. Там, где они отсутствуют, на поверхность выходит морена, в верхней части обогащенная гравием, галькой и валунами диаметром 0,5 *м* (базальный горизонт). Высота нижнего надпойменного уровня составляет всего 8—10 *м* над ур. реки. Уровни, отражающие спуск водоема, расположенного к северу от описанной зоны краевых образований, также переходят ниже по течению реки в надпойменные террасы, различающиеся по высоте на 1,5—2,0 *м*. Они прослеживаются в виде узких наклонных к реке площадок на отдельных участках излучин. Тыловой шов террас выражен нечетко. Эти террасы в окрестностях г. Велиж, по наблюдениям А. Н. Маккавеева, имеют высоты 9,5—11,5 *м* над ур. реки.

Таким образом, в южной части Псковской и северо-западной части Смоленской областей имеются разновозрастные краевые образования. Краевые образования верховьев Западной Двины, протягивающиеся с запада от оз. Усмынское в восточном направлении к г. Ильино, более молодые, так как они связаны, вероятнее всего, с новой подвижкой

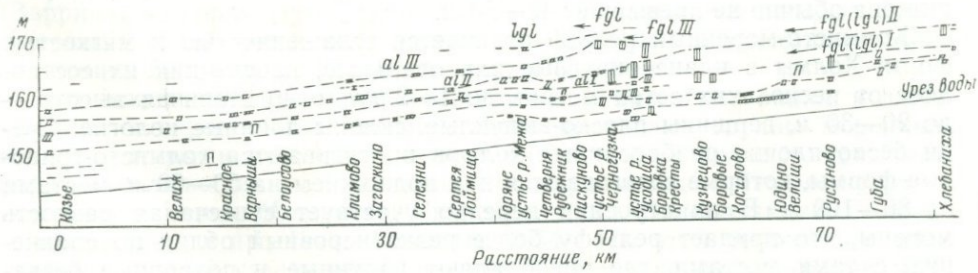


Рис. 4. Схематический продольный профиль долины р. Западная Двина

n — пойменные уровни; *alI* ← *fgl(lgl)I* первый надпойменный уровень (аллювиальный, флювиогляциальный или озерно-ледниковый), соответствующий первой террасе у г. Велиж); *alII* ← *fgl(lgl)II* — второй надпойменный уровень (аллювиальный, флювиогляциальный или озерно-ледниковый), соответствующий второй террасе у г. Велиж; *alIII* ← *fglIII* — третий надпойменный уровень (аллювиальный или флювиогляциальный), соответствующий третьей террасе у г. Велиж; *lgl* — *fgl* — плоскостной зандр, связанный с южной окраиной Усмынь-Ильинской краевой зоны, переходящий ниже по течению в озерно-ледниковую равнину

льдов, наступившей после деградации льдов максимальной стадии. Краевые образования, расположенные южнее (у деревень Пушка, Макушино, Кожеки, а также Баклановские и Слободские), отмечают этапы деградации льдов максимальной стадии. Те и другие краевые образования хорошо увязываются с одновозрастными краевыми образованиями на территории Белоруссии.

ЛИТЕРАТУРА

Алейников А. А. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений северо-запада СССР на основе исследования хода отступания ледника.— Материалы Всес. совещ. по изуч. четвертичн. периода, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Асеев А. А. О синхронизации фаз развития последнего оледенения и колебаний климата верхнего плейстоцена.— В кн. «Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология». М., «Наука», 1966.

Кац Н. Я., Кац С. В., Салов И. Н. Новые разрезы рисс-вюрмских (микулинских) межледниковых отложений — гора Прялица (на р. Меже) и гора Мачеха (с. Микулино).— Сб. научных работ Смоленск. краеведч. н.-и. ин-та, вып. 2. Смоленск, 1958.

Краснов И. И., Заррина Е. П. Карта поясов краевых ледниковых образований и приледниковых бассейнов северо-запада Европейской части СССР.— В кн. «Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология». М., «Наука», 1966.

Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965.

Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М., «Наука», 1969.

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ РУССКОЙ РАВНИНЫ

А. И. СПИРИДОНОВ

Рельеф, созданный во время московского оледенения, в значительной степени переработан последующими эрозионными процессами, но все же во многих местах центральной части Русской равнины он хорошо сохранился. Особенно четко выделяются холмистые и холмисто-грядовые моренно-камовые формы, которые возникли вследствие избыточной неравномерной аккумуляции обломочного материала в краевой зоне ледника. Общая мощность четвертичных отложений (преимущественно московской морены) в таких местах составляет 80—120 *м*, местами — 140 *м*, тогда как на участках моренных и зандровых равнин она обычно не превышает 40—50 *м*.

Холмисто-моренный рельеф отличается сглаженностью и мягкостью форм. Холмы в плане округлые или овальные, поперечник их составляет от нескольких сотен метров до 1—2 *км*, относительная высота — до 20—30 *м*, вершины плоско-выпуклые, склоны длинные пологие. Среди беспорядочно разбросанных холмов протягиваются холмисто-грядовые формы, которые возвышаются над подножием на 50—60 *м*, местами на 80—100 *м*. В их строении нередко участвует супесчаная разность морены, что придает рельефу более резко неровный облик по сравнению с теми местами, где преобладают валунные и покровные безвалунные суглинки.

На фоне моренно-холмистого рельефа еще более резко выступают камы. Это округлые или продолговатые в плане холмы с плоской или плоско-выпуклой вершиной и сравнительно крутыми (до 15—25°) склонами. Они сложены преимущественно песками, содержащими включения и прослои гравийно-галечникового и валунного материала. Одни камы как бы насажены на вершины моренных холмов, другие образуют

самостоятельные крупные всхолмления, приобретающие местами характер камовых массивов протяжением в несколько километров.

Между моренными холмами и камами повсюду разбросаны моренные западины или прихотливо извиваются широкие плоскодонные ложбины. Сбегая со склонов моренных гряд и возвышенностей, они сливаются с более обширными понижениями — котловинами спущенных и заросших озер и с долинными зандрами.

Участки холмистого и холмисто-грядового рельефа разобщены моренными и зандровыми равнинами. Их трудно объединить в определенные системы форм, фиксирующие положение края ледника в различные стадии его развития. Это объясняется тем, что ледниковый покров в пределах описываемой территории не всегда и не всюду был активным. Велика была рельефообразующая роль мертвого льда. Поэтому прослеживание краевых форм на большом расстоянии неизбежно становится проблематичным. Разные авторы делают это неодинаково («Рельеф и стратиграфия...», 1961; Спиридонов, 1963; Заррина и Краснов, 1965; Москвитин, 1967). Можно предположительно выделить следующие основные системы краевых образований.

Граница максимального распространения московского оледенения, установленная по стратиграфическим признакам, морфологически выражена слабо. В Смоленской области она отмечена Шумячско-Рославльскими холмисто-грядовыми формами, а в Калужской области — группами моренно-камовых холмов восточнее Мещовска и по левобережью р. Суходрев. Под Москвой ледник выдавался вперед до г. Бронницы, западнее которого в районе Домодедова на фоне плоской равнины выделяются группы невысоких моренных холмов и моренно-озовые гряды. Такая же ледниковая лопасть спускалась по Нерльской низине на юг до Владимира, но заметных холмисто-грядовых форм она не создала. По-видимому, московский ледник у границы своего максимального распространения был малоактивен и задержался очень ненадолго.

Основной пояс холмистых и холмисто-грядовых форм протягивается несколько севернее и северо-западнее. В Смоленской области он начинается у границы с Белоруссией на левобережье Днепра. До меридиана Смоленска рельеф преимущественно равнинный с группами холмов. Восточнее к г. Ельня прослеживается цепь крупных холмов и гряд, возвышающихся до 250—280 *м* над ур. моря. На северных склонах Ельнинской возвышенности ледником были созданы конечные морены напора (Погуляев, 1955). Отсюда одна группа моренно-камовых холмов и гряд прослеживается на северо-восток к Дорогобужу и далее к Вязьме (Шевченков, 1963), а другая, по-видимому основная,— почти без перерыва протягивается к Спас-Деменску и далее к Мосальску и Юхнову (Заррина, Краснов, 1965). Особенно ясно выделяются в рельефе Спас-Деменские гряды. Их абсолютная высота 250—280 *м*, превышение над подножием 20—40 *м*, а над уровнем рек до 50—60 *м*.

Угринский долинный зандр разрывает краевые образования, и лишь севернее, в окрестностях Медыни, вновь выступают группы моренных холмов, которыми начинается полоса значительных холмисто-грядовых форм, заполняющих все западное и северо-западное Подмосковье — окрестности Вереи, Можайска, Уваровки, Рузы, Волоколамска, Солнечногорска (Дик и др., 1949; Соколов, 1954). На этой территории расположен важный узел в цепи краевых образований по периферии московского оледенения. В целом полоса холмистого и холмисто-грядового рельефа простирается здесь меридионально, но отдельные цепи холмов и гряды, дугообразно изгибаясь и разветвляясь (как бы виргируя) в западном направлении, приобретают широтную и даже западно-северо-западную ориентировку. Таковы Уваровская и Княжьегорская гряды. Абсолютные высоты холмов и гряд колеблются от 240 до 310 *м*, а относительно достигают 40—60 *м* и более.

Наиболее значительным западным ответвлением полосы Верейско-Волоколамских краевых форм является система холмов и гряд, заполняющих широкие междуречья в верховьях рек Гжать, Касня, Вазуза, Вязьма и Верхний Днепр. На Вяземской возвышенности расположен своеобразный узел холмисто-грядовых образований с абсолютными высотами 280—320 *м* и относительными превышениями 30—40 *м* и более. Отсюда ледниково-аккумулятивные и напорные формы прослеживаются на северо-запад и, как было отмечено выше, на юго-запад в сторону Дорогобужа и далее на соединение с Ельнинской моренной возвышенностью.

На Клинско-Дмитровской возвышенности ледниковые холмисто-грядовые формы группируются преимущественно вдоль ее северного края между Клином и Переславлем-Залесским. Они располагаются на высоком коренном цоколе и глубоко рассечены эрозионной сетью. В окрестностях оз. Неро находится важный узел краевых образований. Отсюда главная их система простирается почти непрерывной широкой полосой через окрестности Писцова, Фурманова, Судиславля, Галича, Чухломы. Группы крупных холмов и гряды чередуются здесь с участками более плоского рельефа, широкими ложбинами стока талых вод, округлыми заболоченными котловинами спущенных и заросших озер (Берендеево болото и др.), котловинами с еще сохранившимися озерами (Плещеево, Неро, Галичское, Чухломское). Абсолютные высоты в среднем 160—180 *м*, относительные 25—30 *м*. Ледниково-аккумулятивные формы особенно резко выражены на Галичско-Чухломской возвышенности, где водораздельные моренные массивы, холмы и гряды часто превышают 200 *м* над ур. моря (максимум 294 *м* к западу от Чухломского озера). Относительные высоты достигают 40—60 *м* и даже 100—120 *м* (над уровнем Галичского и Чухломского озер).

Вторая менее четко выраженная система краевых образований начинается западнее оз. Неро Борисоглебской возвышенностью и далее со значительными разрывами продолжается в окрестностях Тутаева, Данилова, Грязовца. В этой цепи наиболее резко выделяется Борисоглебская возвышенность с абсолютными высотами 250—290 *м*, относительными высотами холмов и гряд от 20 до 70 *м*. Возвышенность сложена мощной толщей валунных суглинков, супесей и песков, что подтверждает ее ледниково-аккумулятивное происхождение (Новский, 1966). По мнению некоторых исследователей, Борисоглебская и Даниловская возвышенности представляют собой краевые образования следующего — калининского — оледенения, которое по Верхне-Волжской и Молого-Шекснинской низинам выдвигалось далеко на восток и было ограничено с юга моренными грядами в окрестностях г. Талдом.

В тылу отмеченных краевых форм на территории Калининской области установлено еще несколько рядов крупных моренно-камовых холмов и гряд. К ним относятся Калининская, Горицкая и Кесовогорская гряды, которые почти без перерыва тянутся на большом расстоянии, дугообразно изгибаясь вдоль южной и восточной окраин обширного озерно-болотного массива «Оршинский мох». В этой цепи наиболее выделяется Калининская гряда, которая состоит из нескольких второстепенных гряд и массивов, сложенных валунными суглинками и песками и превышающих ближайшие низины на 40—50 *м*. Ее самая значительная абсолютная отметка — 257 *м*.

Северо-западнее прослеживается система холмов и гряд, которая включает Ильи горы, Торжковскую гряду, сложенную ледниковыми наносами с крупными отторженцами коренных пород, Калашниковскую гряду, гряды и холмы в окрестностях Моркиных гор, Бежецка, Красного Холма. В этой цепи наиболее высоко поднимаются Ильи горы (309 *м* над ур. моря), но морфологически лучше всего выражена Калашниковская гряда, которая возвышается над прилегающими низина-

ми на 40—60 *м* и сложена ледниковыми отложениями мощностью более 100 *м*. Среди относительно плоских моренных холмов резко выделяются камы, нередко очень крупные (например, около Лихославля, Шишкова, Бежецка и других пунктов).

К границе максимального распространения валдайского ледника ближе всего расположены моренно-камовые всхолмления в Кувшиновском районе (Свиные горы и др.) и Покров-Коноплянская гряда. Последняя протягивается почти от Максатихи через окрестности Покров-Коноплина, Сандова и еще далее на северо-восток. Возможно, однако, что названные формы образовались во время максимальной (бологовской) стадии валдайского оледенения («Последний европейский ледниковый покров», 1965).

Если посмотреть на рисунок московских краевых образований в целом, то можно заметить, что при общем их простирании с юго-запада на северо-восток они то сближаются, то дугообразно расходятся. Такой рисунок находится в зависимости от рельефа коренного ложа ледника. Клинско-Дмитровская возвышенность — место сближения и слияния цепей-холмисто-грядовых форм. Очевидно, здесь длительное время располагался край московского ледника, для которого дочетвертичная возвышенность служила существенным препятствием. Непосредственно к западу от нее ледник выдвигался далеко вперед вдоль понижения коренного ложа и при отступании отложил здесь мощные толщи валунного материала, образовав отмеченные выше гирлянды краевых форм. На одной из стадий отступания московского ледника упором для него служила Вяземская возвышенность, которая разделяла широкие ледниковые лопасти, спускавшиеся на юг вдоль Гжатско-Москворецкого понижения и в бассейн Верхнего Днепра с Ярцевской котловиной.

Московский ледник обтекал Клинско-Дмитровскую возвышенность и с востока. В то время как край ледника долго оставался на возвышенности, к северу от нее образовались две цепи краевых форм, разделенные широкой Ярославско-Костромской низиной. На территории Калининской области дугообразные изгибы краевых форм также приурочены к понижениям доледникового рельефа в бассейнах Верхней Волги, Тверцы и Мологи (Спиридонов, 1938).

Значительно бóльшие площади, чем холмистый и холмисто-грядовый рельеф, занимают моренные и зандровые равнины. Зандровые равнины (водораздельные и долинные) могли возникать у края ледникового покрова во время его максимального распространения или некоторых стадий. Для беспрепятственного образования подобных приледниковых зандров необходимо было, чтобы талые воды, собиравшиеся у края ледника, имели свободный сток в дистальном направлении. Таким условиям полнее всего удовлетворяли понижения с общим уклоном к югу и юго-востоку. Обширные приледниковые зандры развиты на юге Смоленской области, откуда они продолжаются в соседнюю Брянскую область. Плоско-волнистые зандровые поверхности с абсолютными высотами до 200—220 *м* примыкают здесь к Ельнинским и Спас-Деменским краевым образованиям, заполняя междуречья в верховьях Десны, Болвы, Сожа и их притоков. К югу водораздельные зандры снижаются, продолжаясь в долинах названных рек в виде зандровых террас.

В Мещерской низменности водораздельные и долинные зандры времени максимального распространения московского оледенения выражены в виде плоскоравнинной поверхности широкой третьей надпойменной террасы Клязьмы, Москвы и Оки высотой 135—150 *м* над ур. моря. Широкие меридиональные понижения пересекают центральную Мещеру на уровне этой террасы, свидетельствуя о стоке талых вод московского ледника по системе протоков из бассейна Клязьмы в бассейн Оки.

На Нерльско-Клязьминской низменности водораздельные и долинные зандры с абсолютными высотами 120—135 *м* примыкают к полосе Ростовско-Писцово-Фурмановских краевых образований. В направлении к югу и юго-востоку они сопровождают долины Нерли (приток Клязьмы), Уводи и других рек, чередуясь с междуречными островами моренной равнины. Ближе к Клязьме долинные зандры сливаются в более обширную зандровую равнину высотой 100—110 *м* над ур. моря.

Аналогичные приледниковые зандры развиты на левобережье Волги выше впадения р. Унжа, где они примыкают к Судиславльско-Галичским краевым образованиям и прослеживаются вдоль Кемды, Неи, Шуи и других рек (Гольц, 1967). Их абсолютная высота близ краевых форм 140—150 *м*, а около Волги 100—110 *м*.

Названные зандровые поверхности плоскоравнинны, отличаются выдержанным на большом протяжении однообразным уклоном, сложены хорошо сортированными флювиогляциальными песками. Это свидетельствует об одностороннем направлении жидкого и твердого стока, начинавшегося от края ледникового покрова и свободно осуществлявшегося в экстрагляциальных условиях.

На междуречьях Москвы и Пахры, Пахры и Угры по периферии области московского оледенения развиты лишь долинные зандры в виде широких ложбин стока талых вод в верховьях Протвы, Исьмы, Нары, Пахры, Десны. В среднем и нижнем течении названных рек долинные зандры продолжаются в виде третьей надпойменной террасы. Граница максимального распространения московского ледника в этих местах отмечена узкой полосой зандров, пересекающих водоразделы Пахры и Нары, Нары и Протвы, Протвы и Суходрева и продолжающихся далее по широкой долине Суходрева. Очевидно, талые воды на юго-западе от Москвы, где перед краем ледника рельеф был возвышенный и расчлененный, не могли формировать обширных зандровых равнин и стекали строго локализованно по существовавшим долинным понижениям. Такие же условия наблюдались перед краем московского ледника на Клинско-Дмитровской возвышенности. Талые воды стекали здесь по сквозным долинам Истры, Яхромы и других рек, оставив в них долинные зандры, которые открываются в Мещерскую низменность.

Обширные зандровые поверхности, возникшие во время более поздних стадий московского оледенения, распространены по течению Угры, Москвы (в верховьях), Гжати, Верхней Волги с притоками Тьмой, Тверцой, Шошей, Медведицей (Асеев, Веденская, 1961). Отчасти они могут быть сопоставлены с определенными краевыми формами: Угринский зандр с Вяземско-Медынскими грядами и всхолмлениями, Верхнемосковорецкий зандр с Волоколамско-Шаховскими грядами, Волго-Шошинский зандр с Калининско-Горицкой грядой, Волжско-Тверцовский зандр с Луковниково-Торжковскими грядами. Однако нельзя утверждать, что названные зандровые поверхности полностью и повсеместно образовались в экстрагляциальных условиях у края активного льда. Для этих зандров не характерен однообразный уклон в сторону от предполагаемого края ледника. Обычно их поверхность волниста с уклонами к речным долинам и их даже небольшим разветвлениям. Некоторые зандры наклонены к северу, например правобережные части Угринского, Шошинского зандров, Гжатский зандр. В бассейне Верхней Волги и Тверцы существует сеть разнонаправленных долинно-зандровых понижений, которые большей частью использованы реками, но местами пересекают и водоразделы (Спиридонов, 1949).

Подобные зандровые понижения, долинные и ложбинные зандры в последнее время изучены при проведении среднемасштабной геологической съемки. С поверхности они сложены флювиогляциальными песками мощностью 2—3 *м*, местами прикрытыми водно-ледниковыми суглинками. На фоне плоскоравнинной и волнистой поверхности зандро-

вых понижений заметно выделяются озовые гряды высотой до 15—20 *м*. Так, целые системы озов прослеживаются по оси и бортам Гжатского зандра, в Шошинской низине. Это свидетельствует о значительной обводненности ледника в тех местах, где он заполнял обширные понижения своего ложа. Талые воды способствовали протаиванию ледника и, отлагая грубообломочный материал в подледниковых каналах и между глыбами мертвого льда, формировали озы и слабо развитые зандровые поверхности.

Таким образом, формирование рельефа центральных областей Русской равнины происходило в условиях как активного, так и мертвого льда, но на разных стадиях оледенения преобладала то одна, то другая динамическая обстановка. Холмисто-грядовые формы с повышенной мощностью моренного материала первоначально возникали у края активного ледника. Окончательная же моделировка их рельефа с образованием многочисленных камов, озов, моренных западин осуществлялась уже при таянии мертвого льда. Внутри зоны московской морены перед фронтом стадиальных краевых форм, по-видимому, расстилались достаточно обширные поля мертвого льда, которые создавали здесь специфическую обстановку формирования моренно-зандровых и лимногляциальных форм (Спиридонов, 1938; Асеев, 1962; Гуделис, 1963).

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А. А. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1962, т. 19.

Асеев А. А., Веденская И. Э. Система стока талых вод московского оледенения между Волгой и Окой.— В сб. «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.

Гуделис В. К. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1963, т. 21.

Гольц С. И. История развития рельефа Унже-Костромского междуречья.— Землеведение, 1967, т. VII.

Дик Н. Е., Лебедев В. Г., Соловьев А. И., Спиридонов А. И. Рельеф Москвы и Подмосковья. М., Географгиз, 1949.

Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблемы сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Исаченков В. А. О краевой зоне московского ледника на территории левобережья верхнего Поднепровья.—В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. М., «Наука», 1967.

Новский В. А. Об ископаемом рельефе в Ярославском Поволжье.— Труды III научно-метод. конф. объединенных географов и геологов пед. ин-тов Центр. областей Европ. части РСФСР (1964). Смоленск, 1966.

Лопатников М. И., Шик С. М. Краевые образования валдайского и московского оледенений центральной части Русской равнины.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1963, т. 21.

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

Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Соколов Н. Н. Особенности рельефа Московской области.— Сб. работ Центр. музея почвовед. им. Докучаева, вып. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1954.

Спиридонов А. И. Геоморфология северо-восточной части Калининской области.— Ученые зап. МГУ, 1938, вып. 23.

Спиридонов А. И. О некоторых особенностях убывания четвертичного оледенения на Русской равнине.— Вопросы географии, 1949, сб. 12.

Спиридонов А. И. Геоморфологические районы Нечерноземного центра Русской равнины.— Землеведение, 1963, т. VI.

Шевченков П. Г. История формирования рельефа Смоленской области.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, вып. XII. Смоленск, 1963.

КРАЕВОЙ РЕЛЬЕФ ВАЛДАЙСКОГО И МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СМОЛЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

П. Г. ШЕВЧЕНКОВ

Свежий валдайский рельеф в пределах Смоленской области резко контрастирует с сильно денудированным ледниковым рельефом московского оледенения. На небольшом расстоянии (120—150 *км*) здесь расположены краевые формы двух оледенений, что позволяет сравнить особенности их рельефа и характер отступания ледников. Формировался ледниковый рельеф на сложной расчлененной поверхности коренных пород, которая в общем изучена достаточно полно (Исаченков, 1965; Погуляев, 1955; Шевченков, 1963; Шик, 1961).

Ледниковому рельефу области посвящена значительная литература. Особенно детально в ряде районов он изучен во время геологической съемки (Жирмунский, 1932; Шик, 1961). Но полной корреляции поясов краевых образований и отдельных гряд еще не произведено. Имеющиеся схемы (Жирмунский, 1932; Заррина, Краснов, 1965) недостаточно детальны.

Материалы геологической съемки мало обобщены. Основное внимание уделено стратиграфии четвертичной толщи, тогда как динамика ледникового покрова на значительной площади отражена слабо. Сводные геологические и геоморфологические работы (Погуляев, 1955; Салов, 1965; Чеботарева, 1968; Шевченков, 1963; Шик, 1961) только намечают основные направления решения проблемы. Наиболее слабо выявлена связь динамики ледникового покрова с местными условиями, особенно с доледниковым рельефом, хотя он часто играл определяющую роль в рельефообразовании краевой части ледника.

Краевой рельеф московского и особенно валдайского оледенения отличается исключительной сложностью, сочетанием нередко разновозрастных и наложенных форм различного генезиса (Салов, 1965; Чеботарева, 1968). Трансгрессии и регрессии ледников оставили на территории области шесть хорошо выраженных полос холмисто-грядового краевого рельефа, который занимает примерно 7% ее площади (Шевченков, 1966). В расположении и строении валдайских и московских краевых зон много общего, однако они имеют и существенные отличия.

КРАЕВОЙ РЕЛЬЕФ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Северо-запад Смоленской области расположен во внешней зоне валдайского оледенения. Мощность отложений валдайского ледника небольшая (1—12 *м*), заметно возрастает она лишь в краевых зонах (40—50 *м*). По древним долинам мощность валдайской морены и песков не увеличивается, поскольку они ко времени оледенения были заполнены.

Как показали исследования В. П. Епишкина, валдайская толща имеет до трех горизонтов валунных суглинков, переслаивающихся флювиогляциальными песками и глинами или тонкозернистыми песками и суглинками озерно-аллювиального генезиса.

Край ледника при общем отступании неоднократно трансгрессировал и регрессировал, что отмечено в пределах области тремя полосами краевого рельефа. В максимальную (верхнеднепровскую, по И. Н. Салову, 1968) стадию возникли небольшие моренные холмы, гряды и камово-озовые комплексы между станциями Катынь и Гнездово. Они созданы лопастями ледника, выдвигавшимися по древним низинам на 20—30 *км* южнее основной фронтальной зоны. Довалдайский рельеф играл

основную роль в геоморфологической деятельности края ледника и его распространении. Основная лопасть была выдвинута по линии рек Каспля — Удра — Лелеква — Катынь — Днепр, где отметки коренного и довалдайского рельефа были наименьшими. По периферии лопасть делилась на небольшие языки (Ольшанский, Купринский), между которыми по возвышениям возник аккумулятивный сложный рельеф («Козьи Горы», Вонляровская возвышенность). Невысокие боковые моренные гряды образовались по склону Смоленской возвышенности севернее ст. Красный Бор.

Руднянская стадия отмечена резко выраженной полосой крупного холмисто-грядового рельефа. Задержка ледника по водоразделу Днепра и Западной Двины связана с высоким доледниковым рельефом (Шевченков, 1966; Жирмунский, 1932; Салов, 1965; Чеботарева, 1968; Шик, 1961).

Сложность и спорность ряда вопросов заставляют вновь рассмотреть некоторые особенности рельефа внешней краевой зоны валдайского оледенения.

В руднянскую стадию край валдайского ледника был активным и достаточно мощным. Поэтому он смог создать крупные моренные гряды, в том числе и напорные, дислоцировал более ранние валдайские и микулинские отложения, создал краевой рельеф с амплитудами высот до 60—65 *м*. О значительной активности валдайского (вюрмского) ледника в пределах области писали Г. Ф. Мирчинк (1933) и А. В. Костюкевич-Тизенгаузен (1932). Однако позднее в ряде работ (Салов, 1965; Чеботарева, 1968) появились сведения о малой активности и даже пассивности валдайского ледника. Н. С. Чеботарева (1968) отмечала, что валдайский ледник не оставил следов активной деятельности: ни конечных морен, ни гляциодислокаций, но еще в 1932 г. А. М. Жирмунский описал напорную моренную гряду у с. Каспля. В одной из работ (1963) мы высказывались в пользу значительной активности валдайского ледника на участке Микулино — Каспля — Акатово.

Во время полевых исследований Касплянской гряды в 1968 г. напорные моренные гряды нами были обнаружены на значительном пространстве. Они образуют как бы единый вал длиной около 2 *км* и шириной до 100—150 *м*. Отторженцем является остров в центре Касплянского озера. Отторженцы девона встречаются в Акатовских грядах, юго-восточнее г. Демидов.

Из сказанного следует, что валдайский ледник обладал значительными эродирующими возможностями и оказал сильное давление по краю. В расположенной к северу от гряд Демидовской котловине были уничтожены почти все довалдайские четвертичные отложения. За счет захвата ленточных глин валдайская морена оказалась значительно пластичнее московской. В Микулинской гряде не обнаружены отторженцы девона. Но здесь в ряде мест встречаются дислоцированные пески (Шевченков, 1963). По сравнению с Касплянским участком активность ледника здесь была меньшей. Но это связано с положением района, находящегося в стороне от главного (Касплянского) потока льда и блокированного с северо-запада и севера высоким доледниковым рельефом. На склоне Смоленской (Духовщинской) возвышенности у дер. Озерецкая валдайский ледник оставил гряды высотой 20—30 *м* на отметках до 260—270 *м*, т. е. на 100 *м* над дном Демидовской котловины. Следовательно, и здесь есть доказательства значительной мощности края валдайского ледника.

Валдайский ледник не смог преодолеть Смоленскую возвышенность, что считается признаком его малой мощности. Следует отметить, что в валдайскую эпоху, судя по строению долин Днепра и его притоков, возвышенность испытала заметное поднятие, в связи с чем происходило переуглубление долин от 40-метровой террасы до основания аллювия

первой (валдайской) террасы, т. е. примерно на 50—60 *м*. Во время московского оледенения возвышенность имела тенденцию к опусканию и речные долины были врезаны неглубоко. Новейшие движения могли сыграть заметную роль в продвижении края валдайского ледника, и это нельзя не учитывать при анализе его мощности и активности.

Под действием местных факторов меняется поведение ледника, строение и морфология его краевых гряд. Особенно хорошо это заметно при сравнении Микулинских и Касплянских гряд. Микулинская гряда с дистальной стороны представлена формами активного льда, с проксимальной — пассивного (камы, озы). Касплянская гряда имеет обратное строение: ее дистальный край выражен плохо, состоит из крупных озовых гряд и небольших камов; широко распространены зандровые равнины разных уровней; формы активного льда представлены здесь только ложбинами выпахивания; проксимальная сторона имеет резко выраженный крупный рельеф активного ледника — моренные гряды напора, друмлины, ложбины выпахивания, осцилляторные моренные гряды. К северу от основных гряд напора тянется широкая зона более мелких моренных гряд и холмов, фиксировавших мелкие подвижки ледника, который отступал здесь в активном состоянии.

Строение Касплянских гряд показывает, что валдайский ледник первоначально продвинулся южнее Каспли, а затем сохранил активность только в Демидовской низине, а южнее Каспли возникла зона мертвого льда, которая заполняла котловину Касплянского озера. В отмирании Ольшанского языка, очевидно, главную роль сыграл высокий доледниковый рельеф у с. Каспля. По Демидовской котловине ледник отступал без значительных задержек и не оставлял крупных полей мертвого льда. В районе Микулина краевые гряды фиксировали максимальное продвижение ледника, перед фронтом которого отсутствовала зона мертвого льда.

Приведенные данные подтверждают выводы Д. И. Погуляева (1955) и И. Н. Салова (1965) о границах валдайского оледенения.

Касплянская и Микулинская гряды отличаются составом флювиогляцигенного материала и строением зандровых форм, примыкающих к грядам или их расчленяющих. Талые воды от Микулинской гряды имели свободный сток на юг. Поэтому они расчленяли гряду, создавали крупные ложбины. Значительная скорость вод сказалась и на составе флювиогляциальных отложений в озерах. Здесь много грубозернистого материала. От Касплянской гряды воды не могли свободно уходить на юг через водораздел и создавали крупное озеро. Поэтому здесь нет ложбин стока, но на склонах моренных холмов и возвышенностей возникли три озерно-ледниковые террасы.

На Смоленской возвышенности воды валдайского ледника создали многочисленные сквозные ложбины стока (Стабнинскую, Мазальцевскую и др.). При более низком уровне вод образовались продольные (вдоль склона) ложбины, сопровождающиеся нередко озовыми грядами (деревни Озерская и Свадица).

В бакланов скую (по В. П. Епишкину, личное сообщение) стадию ледник заходил в пределы области двумя языками (по Западной Двине и Меже), которые были разделены Баклановской (Слободской) доледниковой возвышенностью. В тех местах, где край ледника встречал препятствия, возникли полосы холмисто-грядового рельефа, сложенные мощными (до 40—55 *м*) валдайскими (баклановской стадии) валунными суглинками и песками. В понижении гряды были невысокими и впоследствии в ряде мест оказались сильно размытыми, например у сел Понизовье и Верхние Кошевичи, где остались крупные валунные поля. Наиболее мощные моренные гряды возникли к северу от с. Бакланово, где единая лопасть под действием древней возвышенности раз-

делилась на два языка. В целом Баклановская возвышенность, представляя краевое образование, наложенное на доледниковую возвышенность, имеет рельеф, типичный для межлопастных массивов. По ее дистальному склону развиты формы мертвого льда, по проксимальному склону преобладают мощные моренные гряды — формы активного льда. Юго-западный склон лед обтекал и создавал друмлинообразные гряды. Во многих местах возвышенность разрезана ложбинами стока талых вод.

Строение краевых форм баклановской стадии позволяет сделать вывод, что к востоку от Бакланова, в зоне Межинского языка, лед при таянии был «пассивным», а к западу сохранял активность, поскольку был связан с главным потоком Ловатской лопасти ледника. Между ними располагался Баклановский межлопастной моренный массив.

Общий северо-западный уклон территории вызвал образование крупных приледниковых озер по Демидовской, Велижской, Ольшанской и Свитской котловинам.

Изучение валдайского ледникового рельефа в пределах Смоленской области позволяет установить зональность его форм (четыре зоны), связанную с длительными задержками ледника у довалдайских возвышенностей. Краевые ледниковые комплексы имеют разный характер рельефа, но главным образом представлены формами активного льда (гляциодепрессии, аккумулятивные и напорные моренные гряды, друмлины). Формы мертвого льда, возникающие в последнюю фазу таяния ледника, расположены обычно с дистальных сторон краевых комплексов и довалдайских возвышенностей. Их роль в прошлом переоценивалась.

Н. С. Чеботарева и М. А. Фаустова (1968) выделяют еще одну краевую зону между Руднянской и Баклановской грядами, по водоразделу рек Каспля — Рутавечь — Черницы. Здесь находятся гряды, разделенные ложбинами стока. На востоке, в Демидовской котловине, гряды, по их мнению, оказались размытыми. Очевидно, выделять эту серию холмов и гряд в отдельную краевую зону нельзя. Возникли они в конце руднянской стадии под действием высокого довалдайского рельефа, когда единый Касплянский язык стал дифференцироваться на более мелкие языки по рекам Лучеса, Черница, Рутавечь и Каспля. На контактах языков и возвышенностей образовались неясно ориентированные гряды и холмы, сложенные преимущественно супесчаным и песчаным материалом. Таких образований между краевыми зонами разных стадий встречается много. Они не являются следствием общих задержек ледника, а отражают местные условия рельефообразования, свидетельствуя, однако, об активном характере отступания ледника.

Заметную роль в переработке краевого валдайского рельефа сыграли воды приледниковых озер и потоков, которые в ряде мест размыли холмы и гряды, оставив крупные валунные «поля» и «мостовые».

КРАЕВОЙ РЕЛЬЕФ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Краевые комплексы московского оледенения формировались в Верхнем Поднепровье на Смоленско-Московской возвышенности с высоким и расчлененным доледниковым рельефом. Выделяются внешняя и главная зоны краевого рельефа. Внешняя расположена на южном пониженном склоне Смоленской возвышенности и представлена двумя полосами краевого рельефа (Погуляев, 1955, 1956; Шевченков, 1966; Исаченков, 1965) — Рославльской и Белик — Спас-Деменской.

Строение форм Рославльской краевой зоны сложное и разнообразное. В Рославльской и Асельской грядах, представляющих мощные моренные гряды напора с гляциодислокациями днепровского ледника (Погуляев, 1955, 1956), произошло наложение московских краевых форм на днепровские. В Шумячской и Петровичской грядах преобла-

ют формы, сложенные песчано-гравийным материалом. Беликский пояс краевых образований выражен в пределах области плохо, отдельными звеньями грядового рельефа.

Главный краевой пояс (Смоленско-Вяземский) наиболее резко выражен в рельефе. Слагается он преимущественно песчано-гравийным материалом. Сформировался при длительной задержке ледника. В центральной части возвышенности, по древнему понижению р. Вопь, московский ледник в эту стадию преодолел главный водораздел Смоленской возвышенности. Отдельные его потоки расчленили возвышенность на увалы. На востоке лед по низинам продвинулся только до водораздела, где оставил крупные Вяземские и Гжатско-Можайские гряды. На этой стадии отступания ледника подледний рельеф оказал особенно сильное влияние на формирование краевого рельефа.

Последняя в пределах Верхнего Поднепровья полоса краевого московского рельефа возникала по северному склону Смоленской возвышенности. В ряде мест на нее наложились краевые формы валдайского ледника (Салов, 1968).

Полосы краевого московского рельефа заметно расходятся на востоке, сближаются на западе, что связано, очевидно, с влиянием Смоленской возвышенности.

Сравнение расположения и строения валдайских и московских краевых форм позволяет заметить много общего, что указывает на значительное сходство рельефообразующей деятельности ледников: активность, сильную зависимость от доледникового рельефа, неоднократные задержки и подвижки при отступании, неоднородность движения льда, чередование участков активного (по понижениям) и слабоактивного льда.

ЛИТЕРАТУРА

Жирмунский А. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 28, ю.-в. четверть, 1932.

Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях.— «В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Исаченков В. А. О краевой зоне московского ледника на территории левобережья Верхнего Поднепровья.— «В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Козлов В. Б. Граница последнего оледенения в пределах Смоленской области.— Сб. научн. трудов аспирантов. Смоленск, 1966.

Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Погребенный рисс-вюрмский торфяник у с. Микулино. 1932.

Мирчинк Г. Ф. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 29, с.-в. четверть.— Труды Всес. геол.-разв. объед. НКТП СССР, 1933, вып. 310.

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

Погуляев Д. И. Сещинские гляциодислокации.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, 1956, вып. 3.

Салов И. Н. Некоторые особенности краевых образований валдайского ледника на территории Смоленской области и восточной Белоруссии. Вильнюс, 1965.

Салов И. Н. Путеводитель экскурсий. Третье межвед. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений. М., 1968.

Чеботарева Н. С. Валдайское оледенение северо-запада Русской равнины. (Автореф. докт. дисс.). М., 1968.

Чеботарева Н. С., Фаустова М. А. Путеводитель экскурсий. Третье межвед. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений М., 1968.

Шевченков П. Г. История формирования рельефа Смоленской области.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, 1963, вып. 12.

Шевченков П. Г. Геоморфологическая карта Смоленской области.— Атлас Смоленской области. М., 1966.

Шик С. М. Стратиграфия четвертичных отложений.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.

О КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ДНЕПРОВСКОГО И ДОНСКОГО ЯЗЫКОВ МАКСИМАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ РУССКОЙ РАВНИНЫ ПРЕДЕЛАХ КУРСКОЙ И БЕЛГОРОДСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

Р. В. КАБАНОВА, В. А. РОМАШОВ

На территории Курской и Белгородской областей нами изучены краевые образования Днепровского и Донского языков максимального оледенения Русской равнины.

На западной окраине Курской области небольшой язык днепровского ледника заходил в бассейн р. Сейм. Его граница проводится нами от с. Крупец на правобережье Сейма к юго-востоку на селения Низовцево и Моршнево, затем через Сейм на с. Ветреное Кореневского района, оттуда на юго-восток к селениям Троицкое, Гордеевка Глушковского района и затем в пределы Украины (рис. 1).

Краевых образований типа оз, друмлин, конечных морен нам наблюдать не приходилось. Однако ряд признаков в стратиграфии и распространении гляциальных и перигляциальных отложений указывает на близкое соседство края ледникового языка.

В ряде разрезов правобережья Сейма обнаружены два горизонта валунных отложений, разделенных ископаемой почвой и безвалунными суглинками. В овраге Казюлин Лог у дер. Марково Глушковского района сводная колонка выглядит следующим образом:

		Мощность, *м*
pdQ_{IV}.	Почва	0,3
$eol\text{-}dlQ_{III}$.	Суглинок лёссовидный, палевый, карбонатный	0,7—0,8
pdQ_{III}.	Ископаемая почва:	
	темный гумусированный суглинок	0,3
	темно-бурый суглинок	0,45
$glQ_{II}d_2$.	Красный валунный суглинок	2,5—0,5
	Суглинок темно-палевый, лёссовидный с валунчиками	0,4
$fglQ_{II}d$.	Валунные пески и супеси, охристые, светло-серые	0,16
pdQ_{II}.	Ископаемая почва:	
	гумусированный суглинок	0,2
	горизонт вымывания	0,23
	светло-серая супесь с подзолистой присыпкой	0,25
$fglQ_{II}d$.	Серые и темно-коричневые слоистые пески и супеси с валунчиками	0,32
	Желтовато-серая супесь с валунами	0,35—0,45
$glQ_{II}d_I$	Желтый неслоистый суглинок (с валунами из нефелинового сиенита — 12 *см*)	0,5—0,89
	Пестрый валунный суглинок (желто-красно-зеленоватый)	0,45—0,74
$fglQ_{II}d$.	Серо-зеленая тонкая лёссовидная супесь с валунчиками	1,77

В этом разрезе две морены разделены ископаемой почвой. В ряде других обнажений обе морены сопровождаются флювиогляциальными отложениями. Верхняя красная морена лежит на абсолютной высоте около 205 *м*.

В одном из оврагов у с. Марково наблюдается интересное обнажение: над ископаемой почвой, перекрывающей красно-бурую морену, лежит слой палевого лёссовидного суглинка мощностью 3 *м*, в котором посередине слоя обнаружен валун гранодиорита диаметром 40 *см*. Абсолютная отметка поверхности обнажения около 210 *м*. Если это делю-

вий морены, то, следовательно, она покрывала междуречья с отметками выше 210 *м*. В то же время красно-бурая морена выстилает у дер. Сухая дно древней балки на абсолютной высоте 160—170 *м*. Аналогичные данные для Крупецкого района отмечают геологи А. Г. Прилепский, А. С. Рябченков и другие исследователи, проследившие красно-бурую морену в долинах рек Обеста и Крупец на высотах 160—164 *м* и на водоразделе на высоте 215—217 *м*.

Морена и флювиогляциальные отложения изучены нами и Д. П. Назаренко (1947) в составе четвертой надпойменной террасы р. Сейм.

Очевидно, морена плащом одевала доледниковый рельеф междуречья до высоты 215—217 *м*, балки, долины Сейма, Обесты, Клевени, а Сеймский язык перекрывал междуречья Сейма, Клевени и Обесты. Разрезы с двумя моренами описывали Е. В. Шанцер, а также А. А. Величко (1961) в бассейне Средней Десны. Последний в балке Песочный Ров у дер. Роговки (правобережье Средней Десны) в 7-метровой толще моренных отложений выделяет верхнюю красно-коричневую и нижнюю серо-коричневую морены, разделенные безвалунными светло-серыми суглинками. Суглинок содержит меловую гальку, прослои мелового порошка и линзы мелкозернистого песка. А. А. Величко полагает, что суглинок этот озерного происхождения и связан с процессами осцилляции.

Д. П. Назаренко (1947) в строении четвертой надпойменной террасы левобережья Сейма у с. Клепалы под ископаемой почвой описывает красную морену с подстилающими флювиогляциальными отложениями, которые ископаемой почвой, переходящей в озерные отложения, отделены от нижних флювиогляциальных отложений. Нижние флювиогляциальные отложения хорошо сопоставляются с нижней мореной охарактеризованных ранее разрезов.

Приведенные данные достаточны, по нашему мнению, для доказательства осцилляции края Сеймского ледникового языка. Нам представляется, что межморенные отложения имеют межстадиальный характер и днепровская стадия максимального оледенения может быть разделена на две стадии — нижнеднепровскую и верхнеднепровскую.

Севернее с. Марково у дер. Б. Низовцево, ближе к краю ледника, между красной мореной, лежащей в основании разреза, и надморенными разнозернистыми флювиогляциальными песками мощностью 14,3 *м* расположена толща слоистых суглинков мощностью до 0,5 *м*. По-видимому, и позднее, в эпоху отступания ледника, продолжались осцилляции его края.

К краевым образованиям следует отнести отложения типа ленточных, распространенные непосредственно к северу от границы ледника. В овраге между деревнями Моршнево и Волобуево под двумя ярусами лёссовидных суглинков, разделенных ископаемой почвой, лежит песчано-глинистая толща, где наблюдается очень правильное чередование песков, содержащих гальку кристаллических пород с прослойками голубоватых глин. Отложения, подобные этим, но более тонкие по составу, были изучены нами в 3 *км* от г. Рыльск, на левобережной первой надпойменной террасе Сейма, где, по-видимому, расположен останец размытой более древней террасы. И здесь наблюдается чередование прослоев разнозернистых глинистых песков, содержащих гальку кварца и полевого шпата с зеленоватым суглинком. В этих образованиях нами вместе с Е. И. Евтеховой наблюдались следы мерзлотных явлений.

В разрезе горы Ивана Рыльского (г. Рыльск) отмечено чередование тонких и грубых флювиогляциальных песков. Подобную толщу, где флювиогляциальные пески чередуются с тонкими прослоями коричневых жирных глин и лёссовидных светлых суглинков, отмечал Б. М. Даньшин (1936) у сел Моршнево, Ишутино. Так как в оврагах между Юрасовской и Ишутино в верхней части толщи имеются валуны

кристаллических пород и глыбы морены, Даньшин считает, что она образовалась в ледниковую эпоху.

Льговской геологосъемочной партией в 1958—1960 гг. выделены флювиогляциальные, озерно-гляциальные отложения под мореной максимального оледенения, распространенные в Рыльском, Глушковском, Хомутовском и Крупецком районах. Комплекс этот по возрасту сопоставляется с окским оледенением и с эпохой наступания днепровского оледенения, в его состав включаются аллювиальные и озерно-болотные межледниковые отложения.

В границах ледникового языка в разрезах на территории Украины (села Линово, Екатериновка) отмечается наличие трех ярусов озерно-ледниковых и водно-ледниковых отложений, разделенных двумя погребенными почвами. Верхняя погребенная почва, если принять нашу стратиграфическую схему, является межстадиальной днепровской, нижняя — лихвинской. Тогда залегающие под ней у с. Линово плотные бурые и коричнево-бурые тяжелые суглинки можно по возрасту сопоставлять с отложениями окского оледенения.

За пределами распространения морены водно- и озерно-ледниковые отложения имеют почти всегда двухчленное строение. Их нижняя часть обычно сложена пористыми лёссовидными суглинками, тонкопесчаными, слабослюдистыми, мощностью до 7 *м*, выше которых залегают пески разнозернистые, бурые, с щебенкой кристаллических пород, мощностью 2—5 *м*. По мнению М. Тарасовой, лёссовидные суглинки образовались в эпоху наступания днепровского ледника, а кроющие их грубозернистые пески — в более позднюю эпоху, когда ледник находился близ современных границ распространения морены.

За пределами распространения морены подобные отложения встречаются севернее сел Калиновка, Хомутовка, в верховьях притоков рек Сев, Хатуша, Дубовица, Романовка, в верховьях Сухой Амоньки, между Амонькой и Обестой, севернее с. Крупец. На водоразделах внеледниковой зоны они поднимаются, по данным скважин Льговской партии, до 180—190, редко 200 *м* (в ледниковой зоне иногда до 215—222 *м*). Аналогичные отложения описаны под аллювием третьей и второй надпойменных террас Обесты, Амоньки, Клевени.

На правобережье Сейма в Рыльском и Глушковском районах под толщей морены в ряде обнажений нами описаны тонкие лёссовидные голубовато-серые супеси и суглинки с редкой гальской кристаллических пород. На левобережье такие отложения подстилают морену в разрезах четвертой надпойменной террасы Сейма (у сел Кульбаки, Гордеевка и др.)

В перигляциальной и экстрагляциальной зоне к востоку и северо-востоку от границы ледника описан комплекс отложений, включающий тяжелые слоистые глины и суглинки, слоистые лёссовидные суглинки, пески и супеси, иногда с тонкой горизонтальной слоистостью. Мы относим эти отложения к водно-ледниковым осадкам подпрудного бассейна, который образовался в пределах низких юго-западных склонов Среднерусской возвышенности в момент максимального распространения и стационарного стояния ледника. Речные долины, подпруженные ледником, переполнялись его талыми водами. Постепенно вдоль края ледника образовался бассейн, воды которого, медленно перетекая к югу через невысокие междуречья (до 195—200 *м*), соединили речные долины Сейма, Псёла и Ворсклы. По долинам рек подпрудный бассейн распространялся в верховья до г. Льгов (Сейм), с. Зорино (Псёл), с. Томаровка (Ворскла). Данные о границах бассейна ориентировочны. Они основаны на анализе положения скважин и обнажений в исследуемом районе (рис. 2).

В пределах современных междуречий Сейма, Псёла и Ворсклы отложения подпрудного бассейна глинисто-суглинистого состава вскрыты

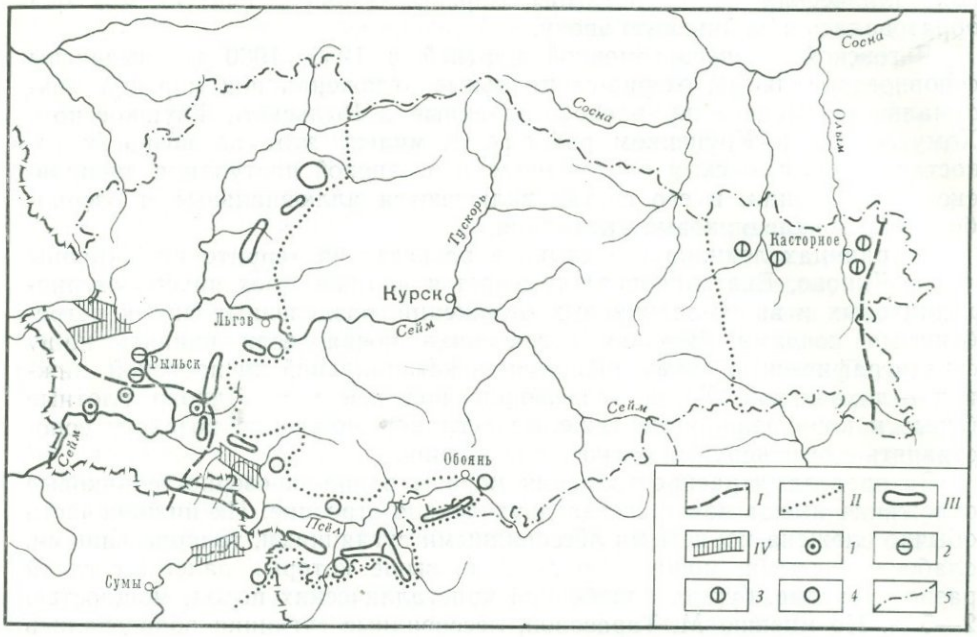


Рис. 1. Картосхема краевых образований Днепровского и Донского языков максимального оледенения в пределах Курской области

I — граница распространения ледника; *II* — граница подпрудных бассейнов; *III* — четвертая надпойменная терраса; *IV* — проходные долины. Обнажения: *1* — с мореной, *2* — с отложениями ленточного типа, *3* — с флювиогляциальными отложениями, *4* — с отложениями подпрудного бассейна; *5* — граница Курской области

скважинами у сел Вишнево, Кондратовка, Б. Солдатское, Борщень. Подошва осадков в этих скважинах лежит на абсолютных отметках 185—210 *м*. В строении скважин 32 (Кондратовка), 2448 (Исаковка), 2455 (Круглин), 2465 (Мартыновка), 2475 (Погребки) и других представлены пески и супеси. Пески мелко- и среднезернистые, желтые, желтовато-серые, иногда горизонтальнослоистые (с. Зорино) или тонкогоризонтально слоистые (хут. Федосейкин). В указанных скважинах и обнажениях подошва отложений подпрудного бассейна лежит на абсолютных отметках 180—205 *м*. Обычно их подстилают палеогеновые отложения. У с. Черно-Олех они маломощной толщей лежат над лихвинской ископаемой почвой, перекрывающей аллювий средней верхнеплиоценовой террасы.

Подобные отложения в бассейне р. Клевень на правобережье Сейма описывал Г. Ф. Мирчинк (1927). По Г. И. Горецкому (1958), гидрологический режим подпрудных бассейнов напоминает режим половодий в поймах рек с замедленным течением, чем и объясняется тонкая слоистость отложений в некоторых разрезах.

Нами собрана малакофауна пресноводных и наземных моллюсков в слоистых суглинках на междуречье у сел. Горналь, Долгий Колодезь и др. Видовой состав ее однообразен. Все виды, за исключением Vallonia tenulabris, широко распространены в разных климатических зонах. Ареал распространения V. tenulabris, по заключению А. А. Стеклова, определявшего раковины моллюсков, ныне ограничен сибирской тайгой и южным горным обрамлением Сибири. Его принято рассматривать как индикатор холодных условий, на что указывает крайняя систематическая бедность моллюсков и полное отсутствие собственно теплолюбивых элементов.

Водно-ледниковые отложения составляют значительную часть аллювия четвертой надпойменной террасы, которую мы называем террасой подпора. В составе аллювия в зоне распространения подпрудного бассейна преобладают русловые фации, пески, супеси, песчаные суглинки. Это согласуется с данными Е. В. Шанцера (1961) для рек, в питании которых значительное участие принимали талые ледниковые воды и для которых характерен паводковый режим. В аллювиальных отложениях их слабо выражены пойменные фации. В нижней части толщи аллювия четвертой надпойменной террасы в скважине 17 (хут. Петровский) четко выражена ископаемая почва, которую мы синхронизируем с межстадиальной днепровской почвой, отмеченной Д. П. Назаренко (1947), Р. В. Кабановой (1958) в бассейне р. Сейм.

Остатками подпрудного бассейна можно считать и проходные долины, хорошо выраженные по периферии Сеймского ледникового языка. Самая северная из них располагается между р. Харасея (приток Свапы) и р. Стеньга (приток Сейма). Проходная долина между р. Обеста и р. Амонька также хорошо выражена в рельефе. В скважинах, пробуренных в ее пределах, преобладают пески мощностью 16—17 *м*.

Воды Сейма переливались в долину Псёла через проходную долину между р. Скагость (приток Сейма) и р. Локия (приток Псёла) в районе так называемого Толстого Луга.

Восток Курской области был захвачен краем Донского языка максимального оледенения. Его граница в Касторенском районе проходит примерно по меридиану Благодатненского карьера, к югу между сел. Горшечное и Ясенки он поворачивает к юго-западу восточнее долины р. Убля (приток Оскола).

В строении морены здесь выражена ярусность. Красно-бурая морена книзу постепенно сменяется желто-бурой, серой, темно-серой. Разрезов, в которых бы она разделялась на два горизонта ископаемыми почвами или флювиогляциально-озерными отложениями, пока не обнаружено. Несколько восточнее нашего района в нижней части морены отмечаются прослои и линзы серых слоистых суглинков мощностью до 1,5 *м*, которые не содержат валунного материала и в которых обнаружены раковины моллюсков. Этот разрез свидетельствует об осцилляции Донского ледникового языка.

По периферии ледника в Касторенском, Горшеченском и Советском районах широко распространены водно-ледниковые отложения подпрудного бассейна. Они лежат под и над мореной и обнаружены в разрезах междуречий и четвертых надпойменных террас рек Олым и Геросим. Часть надморенных водно- и озерно-ледниковых отложений обнажается на Оскол-Олымском междуречье, образуя участки зандров (см. рис. 1).

В Касторенском районе широко распространены подморенные нерасчлененные озерные и озерно-ледниковые суглинки, супеси, алевриты. Чаще они имеют небольшую мощность и заполняют понижения доледникового рельефа. Среди этих пород в бассейне р. Девица (восточнее границы области) встречаются ленточные слюдистые алевриты с прослоями суглинка и тонкозернистого песка. Нами в ряде обнажений в бассейне р. Олым изучены озерные предледниковые отложения как в ледниковой, так и в приледниковой зоне. В верховьях ручья Олым, впадающего в р. Олым слева, под мореной лежит голубовато-светло-серый слоистый алеврит мощностью до 3 *м*. В овраге у с. Касторное между красными песками неогена и покровными суглинками залегает тонкозернистый белый песок с прослоями жирной шоколадной глины.

В бассейне р. Кшень водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения не выделены. Но в ряде скважин (села Мармыжи, Лачиново) в строении высоких участков междуречий под покровными суглинками

лежат слоистые песчаные глины, суглинки с прослоями песка мощностью 10 *м* и более, по-видимому, образовавшиеся в подпрудном бассейне. В овраге Попов у ст. Кшень нами изучено обнажение, где между элювием плиоцена и флювиогляциальными песками расположена бурая супесь, вероятно, озерного происхождения.

Р. В. Красненков в 1961—1962 гг. выделил флювиогляциальные отложения в бассейне Олыма. Здесь отмечено главным образом наличие песков (2—11 *м*) между мореной и покровными суглинками (села Ольховатка, Семеновка), которые можно считать погребенными зандрами, а также подморенных песков (села Плоское, Орехово).

В предледниковой зоне грубые флювиогляциальные отложения расчленить на подморенные и надморенные труднее. В ряде изученных обнажений (лог Волжанчик, лог Егорьевский и др.) грубозернистые пески небольшой мощности залегают между красноцветными породами неогена и покровными суглинками. В овраге между деревнями Слизневка и Хлеборобка они отделены от покровных суглинков ископаемой почвой.

В бассейне р. Кшень несомненно флювиогляциальными являются бурые разнозернистые пески с галькой кварца и полевого шпата (у с. Кшень). Они лежат здесь между покровными суглинками и красными глинами неогена. Кроме того, бóльшая часть флювиогляциальных разнозернистых песков периферии оледенения участвует в строении аллювия четвертой надпойменной террасы рек Олым и Геросим. На правом берегу р. Олым, у райцентра Касторное овраг вскрывает одновременно строение террасы и склона долины. Терраса, сложенная здесь толщей аллювиально-флювиогляциальных отложений (чередование белого и красновато-белого песков), прислонена к коренному берегу, сложенному флювиогляциальными отложениями, залегающими над трепелами, и в рельефе не выражена.

Южнее, на Оскол-Олымском междуречье и в бассейне Убли (Горшеченский район) флювиогляциальные отложения также делятся на два типа. В ледниковой зоне они залегают плащеобразно и представлены желтыми и серыми мелкозернистыми глинистыми песками без заметной слоистости и сортировки материала, небольшой мощности.

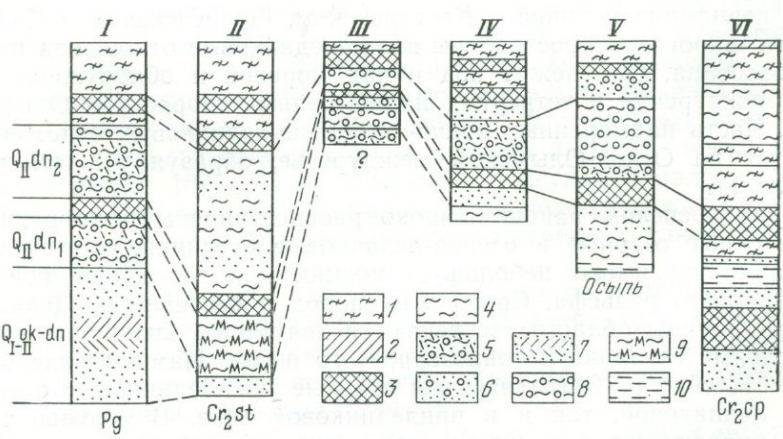


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов плейстоцена бассейнов рек Сейм и Псёл

I — разрез у с. Клепалы, абс. высота 180 *м* (Д. П. Назаренко); *II* — разрез у с. Стремоуховка, абс. высота 195—200 *м*; *III* — разрез у с. Марково, абс. высота 210 *м*; *IV* — разрез у с. Коренское, абс. высота 200 *м*; *V* — разрез у с. Игоревка (А. А. Величко); *VI* — разрез у с. Петровский, абс. высота 178 *м*.

1 — лёссовидные суглинки; *2* — современная почва; *3* — погребенная почва; *4* — флювиогляциальные суглинки; *5* — подморенные и межморенные флювиогляциальные суглинки и пески; *6* — флювиогляциальные пески; *7* — пески с косой слоистостью; *8* — морена; *9* — суглинки с галькой мела; *10* — глины

В одних разрезах они перекрывают морену, в других — встречаются под ней.

На правобережье Убли (р. Ровенка) и в верховьях Олыма и Геросима в перигляциальной зоне распространены пески локализованных потоков талых ледниковых вод. Они крупнозернисты, иногда с резкой косой слоистостью, плохо отсортированы, вверху содержат прослои суглинков и тонкослоистых ленточных глин.

В обнажениях против с. Солдатское (долина р. Геросим) в толще косослоистых разнозернистых песков с галькой кристаллических пород лежат песчанистые желтые и пестрые суглинки мощностью до 4,5 *м*, с редкой галькой кристаллических пород, возможно образовавшиеся в приледниковых озерах, тогда как грубозернистые флювиогляциальные пески могли возникнуть в фазы наступания и отступания ледников. Существование такого разреза свидетельствует об осцилляциях края ледника.

Верхняя часть песков, тонко- и мелкозернистых, с прослоями серых и желтоватых тонких суглинков, выходит на поверхность на Геросим-Ублинском междуречье в виде локальных песчаных массивов (южнее с. Городок, против с. Герасимово), которые мы считаем участками водораздельных зандров. По свидетельству И. Н. Ежова (1959) и Ф. Н. Милькова (1959), южнее и восточнее тянется сплошной зандровый массив, создавший особый тип местности. На большей части изученной нами территории пески перекрыты покровными суглинками.

Открытых проходных долин на Оскол-Соснинском междуречье нам наблюдать не приходилось. Но в буровых скважинах у сел. Горшечное, Гологузовка, расположенных сейчас в самых высоких местах междуречья, под покровными суглинками отмечены флювиогляциальные пески. Вероятно, здесь и в других местах (междуречье Геросима и Апочки) воды р. Сосна перетекали через водораздел в долину Оскола. Крупной долиной стока талых ледниковых вод, вероятно, долго служила долина Убли, ширина которой (8 *км*) непомерно велика для маленькой современной реки.

Анализируя вышеизложенное, мы можем утверждать следующее:

1. Сеймский язык днепровской стадии максимального оледенения дважды наступал в пределы юго-западных склонов Среднерусской возвышенности и оставил две морены, разделенные межстадиальной почвой. Аналогичная ископаемая почва встречается в составе аллювия четвертой надпойменной террасы рек Сейм, Псёл, Ворскла.

2. К краевым образованиям Сеймского языка относятся приледниковые отложения ленточного типа, флювиогляциальные подморенные и надморенные осадки, озерно-ледниковые отложения подпрудного бассейна, аллювий четвертых надпойменных террас и проходные долины.

3. Общая схема событий у края Донского языка повторяет таковую у края Сеймского языка. Здесь также длительное время существовал подпрудный бассейн. Он раньше образовался на востоке, когда ледник еще не дошел до теперешней границы морены, о чем свидетельствует значительная мощность озерно-ледниковых отложений под мореной, а позднее, во время стационарного стояния ледника, распространился на запад в бассейны Оскола, Олыма, Кшени, заливая речные долины и пониженные участки междуречий. Эти водоемы, вероятно, пополнялись мутной водой во время эпох кратковременного потепления, вызвавших отступания края ледника. Наконец, в эпоху таяния и отступания ледника массы талых вод переполняли временные озера и переливались через высокие участки междуречий, а также расширяли и углубляли ранее существовавшие долины.

4. Подпрудный бассейн, образовавшийся вдоль юго-западных склонов Среднерусской возвышенности и восточного края Сеймского языка максимального оледенения, представлял собой соединенные между собой

сильно разлившиеся подпруженные реки Сейм, Псёл и Ворскла и приледниковые озера, соединенные проходными долинами в единую медленно текущую к югу водную артерию.

5. Отдельные случаи волнистости подмоpенных флювиогляциальных отложений в зоне Сеймского ледника (обнажение четвертой надпойменной террасы у с. Кульбаки) и наличие ледникового отторженца из аптских песчаников у с. Новосельское (восточнее Касторенского района), вероятно, можно считать гляциодислокациями.

6. Флювиогляциальные отложения различных типов, отложения подпрудных бассейнов, водораздельные зандры, аллювий четвертых надпойменных террас и проходные долины мы считаем краевыми образованиями Днепровского и Донского языков максимального оледенения Русской равнины.

ЛИТЕРАТУРА

Величко А. А. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Горецкий Г. И. О перигляциальной формации.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1958, № 22.

Даньшин Б. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист. 45. Восточная половина. Брянск—Орел—Курск—Рыльск.— Труды Моск. геол. треста, 1936, вып. 12.

Дмитриев Н. И. О ледниковых долинах Украины.— Труды 2-й Междун. конф. Ассоциации по изуч. четвертичн. периода Европы, 1933, вып. 3.

Ежов И. Н. Особенности геоморфологических процессов на типах местности Среднерусской возвышенности.— Вопр. ландшафтно-типолог. картир. Изд-во Воронежск. гос. ун-та, 1959.

Кабанова Р. В. К вопросу о распространении и стратиграфии ледниковых отложений долины Сейма в пределах Курской области.— Ученые зап. Курс. гос. пед. ин-та, 1958, вып. 7.

Кабанова Р. В. К вопросу об уточнении границы максимального днепровского оледенения в районе правобережья р. Сейма в Курской области.— Краевед. зап. Курск, 1959.

Кабанова Р. В. Рельеф Горшеченского района и особенности его развития.— Ученые зап. Курск. гос. пед ин-та, 1968, вып. 46.

Мирчинк Г. Ф. Основы четвертичной истории на территории СССР.— Труды Ин-та геол. АН СССР. Дискус. вопросы четвертичн. геоморфологии и палеогеографии, 1927, сб. 36.

Мильков Ф. Н. Типологические ландшафтные комплексы Среднерусской лесостепи.— Вопр. ландшафтно-типолог. картир. Изд-во Воронежск. гос. ун-та, 1959.

Назаренко Д. П. Дещо нового до геологии та геоморфологии бассейну р. Сейм у межах Сумської области.— Наук. хрон. ХГУ, 1947.

Ромашов В. А., Кабанова Р. В. Геоморфология окрестностей с. Зорино Обоянского района Курской обл.— Ученые зап. Курск. гос. пед. ин-та, 1966, вып. 24.

Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений.— В сб. «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РОСТОВСКОГО РАЙОНА ЯРОСЛАВСКОЙ ОБЛАСТИ

Р. Н. ГОРЛОВА

При изучении стратиграфии антропогена особо важное значение имеют комплексные исследования отложений на территории краевых ледниковых образований Русской равнины. В связи с дискуссионным вопросом о границе калининского оледенения в статье сообщаются некоторые результаты изучения погребенных торфяников Ростовского района Ярославской области [1].

При исследованиях использовался комплекс палеогеологических и палеоботанических методов (стратиграфическое изучение разрезов, анализ геоморфологических и геологических условий залегания отложений, ботанический, спорово-пыльцевой и карпологический анализы, определение древесины, мхов и по возможности всех обнаруженных фоссилий).

Отложения изучались по многим профилям в разных частях обнажений, что полностью исключило элемент случайности, а также помогло учесть фациальные особенности отложений, различную скорость зарастания водоемов в разных их частях и связанное с этим различие в количестве накопляемой биомассы.

Изученные торфяники расположены на моренной возвышенности, примыкающей с юго-запада к Ростовской низине. Возвышенность образована обособленными группами холмов, имеющих мягкие очертания и небольшие относительные высоты. Холмы в ряде мест прорезаны оврагами, вскрывающими мощные толщи четвертичных отложений, различных по литологии и генезису.

Нами было изучено четыре погребенных торфяника, находящихся в главном овраге и в его боковом отвержке к западу от дер. Черемошник, в 6 *км* от Ростова Ярославской области.

Торфяник 1 был открыт в 1938 г. Н. В. Чижиковым. В 1939 и 1946 гг. эти отложения исследовал С. Н. Тюремнов (Тюремнов, Виноградова, 1952). В 1956 г. геологи А. М. Цукурова и А. А. Семенов провели бурение для выяснения протяженности торфяников. Выяснилось, что на расстоянии 6 *м* от бровки оврага мощность торфяника уменьшается до 0,5 *м*, а в 15 *м* в другой буровой скважине торф уже не был обнаружен. В обнажении торфяник прослеживается на расстоянии 10 *м*. Его максимальная мощность 2,7 *м*. С одной стороны торфяник резко оборван, с другой — постепенно выклинивается. Верхняя часть торфа срезана. Граница с вышележащими слоями четкая, но неровная. Верхние слои торфа деформированы, смяты в складки. Перекрыт торф слоями песка, супеси, валунного и безвалунного суглинка. Кое-где валунный суглинок лежит непосредственно на торфе. Торф залегает на неровной поверхности московской морены.

Торфяник 2 находится в 50 *м* от первого выше по оврагу. Он был открыт Н. В. Чижиковым в 1950 г. Торфяник обнажен на обеих стенках оврага — на правой прослеживается на протяжении 20 *м*, на левой —

[1] Исследования проводились с 1950 г. в Институте леса АН СССР, теперь продолжаются в лаборатории биогеоценологии им. В. Н. Сукачева Ботанического института АН СССР. До 1967 г. все эти работы осуществлялись под руководством и при непосредственном участии В. Н. Сукачева. Обработка образцов выполнена А. К. Недосеевой и Р. Н. Горловой. Мхи определены А. Л. и И. И. Абрамовыми, моллюски — Л. С. Козловской. В поездках на обнажения и в отборе образцов вместе с нами принимали участие Н. В. Чижиков — первооткрыватель почти всех этих торфяников, и сотрудники института Н. В. Дылис, П. Б. Виппер, А. Н. Рыжкова, Л. П. Рысин, Е. П. Метельцева, И. А. Банникова и др.

на 10 *м*. Вне пределов торфяника имеется кусок отторгнутой торфяно-глинистой массы. На расстоянии 10 *м* от бровки оврага торф был вскрыт буровой скважиной. На левой стенке оврага, в наиболее мощной части, торфяник представляет собой глыбу, вероятно отторгнутую от основного массива торфяника. Глыба с одной стороны резко оборвана, с другой — простирается в виде тонкой выклинивающейся деформированной прослойки, выше которой залегает валунный суглинок. Подстилается торф сапропелем, постепенно переходящим в песок, почти лишенный органики. Песок лежит на неровной поверхности московской морены. Для выяснения вопроса, не являются ли эти торфяники фрагментами одного большого торфяника, было проведено бурение в 3 *м* от бровки оврага на расстоянии 10 и 25 *м* от второго торфяника. В буровых скважинах торф не обнаружен.

Торфяники 3 и 4 изучены менее подробно. Они находятся на расстоянии 30 *м* один от другого. Торфяники перекрыты слоями валунного и безвалунного суглинка общей мощностью 3 *м* и оба подстилаются московской мореной. Возможно, это фрагменты одного торфяника, но выяснить это помешала задернованная осыпь. Верхние слои торфа резко деформированы.

Кроме вышеназванных торфяников, нами были изучены межледниковые отложения у дер. Левина Гора Ярославской области, в долине р. Сары, открытые в 1956 г. Н. В. Чижиковым. Обнажение приурочено к подошве конечноморенного холма. Торфяник смят в синклинальную складку и представляет собой по форме линзу, опущенную в центральной части и имеющую резко приподнятые края-крылья. Мощность отложений к краевым частям уменьшается. Верхние слои торфа деформированы. Отмечены оттогнутые от основного торфяного массива глыбки торфа. В нижнем (по течению реки) крыле отложений торф перекрыт слегка гумусированной глиной, выходящей за пределы следующих книзу межледниковых слоев. Верхняя граница торфа неровная. Выше находятся отложения разнозернистого песка с иловатыми прослойками. В верхней части слоя отмечены гляциодислокации. Еще выше кое-где имеется валунный суглинок, перекрытый делювиальным суглинком.

Все перечисленные межледниковые отложения имеют сходные условия залегания и перекрыты мощным слоем отложений, подстилаются мореной. Не выяснено лишь, чем подстилаются межледниковые отложения у дер. Левина Гора.

О происхождении валунного суглинка, перекрывающего межледниковые отложения, существуют различные мнения. А. И. Москвитин (1965), С. Н. Тюремнов и А. Е. Виноградова (1952) считают валунный суглинок мореной калининского оледенения. В. А. Новский (1958) полагает, что это морена напора калининского оледенения. И. П. Герасимов рассматривает эти отложения как сползшие блоки московской морены. По мнению К. К. Маркова (Марков, Серебрянный, 1961) и Н. С. Чеботаревой (1949), это солифлюкционно-делювиальные и овражно-аллювиальные образования. Лишь второй торфяник у дер. Черемошник перекрыт, как считает Н. С. Чеботарева, мореной, но более древней, так как там произошло оползание торфяника, а затем снос более древней морены. Мнение о делювиальном происхождении валунных суглинков опровергается данными бурений. Оказалось, что склон у дер. Черемошник, с которого предположительно сносился валунный материал, сложен на глубину 3 *м* тонким безвалунным суглинком.

В погребенных торфяниках отсутствуют выветрелые горизонты и наблюдается определенная последовательность чередования отложений, а также спорово-пыльцевых и карпологических комплексов. Без нарушения стратиграфии на протяжении всего обнажения трудно представить транспортировку торфяников ледником на большие расстояния. Поэтому есть основание полагать, что торфяники образовались in situ

и позднее были подвергнуты воздействию ледника, который смял в синклинальную складку межледниковые отложения у дер. Левина Гора, оборвал края торфяника у дер. Черемошник, отторгнул от основных массивов торфяников куски торфа, сместил и перемешал торф в краевых частях. Механическим воздействием ледника можно объяснить находки валунчиков и белемнита (Сукачев, 1954), а также совместное нахождение семян бразении и листочков карликовой березы в краевых частях торфяников 1 и 2 у дер. Черемошник.

Палеоботанические данные показывают, что погребенные сапропелевые и торфянистые отложения у дер. Черемошник охватывают почти все микулинские межледниковья (табл. 1 и 2), а у дер. Левина Гора — вторую часть межледниковья (табл. 1 и рисунок), начиная с климатического оптимума. Неполнотой геологической летописи, вероятно, объясняется отсутствие данных о наличии отложений верхневолжского интерстадиала калининского оледенения.

Для всех исследованных торфяников характерно следующее.

1. Обилие пыльцы и спор, очень равномерное их распределение, что можно объяснить сравнительно медленным темпом формирования отложений и хорошими условиями консервации.

2. Доминирование пыльцы древесных растений. Это показывает, что во время образования сапропеля и торфа в окрестностях водоемов и болот господствовали леса. Лесной характер ландшафта подтверждается обилием спор папоротников и ископаемой флорой, в составе которой отмечены формы, типичные для лесной обстановки.

3. Постепенная смена спорово-пыльцевых и карпологических комплексов снизу вверх по всем профилям, происходящая в одной и той же последовательности. Спорово-пыльцевые и карпологические данные, полученные нами, вполне соответствуют друг другу. Поэтому можно говорить о спорово-пыльцевых и карпологических комплексах, хорошо выраженных во всех проанализированных профилях. При этом следует помнить, что ископаемые макроостатки, встречающиеся в болотных и речных отложениях, характеризуют главным образом растительность, находящуюся в непосредственной близости к водоемам, т. е. произрастающую в специфических условиях повышенного увлажнения. Водная и болотная растительность своеобразно и с запозданием реагирует на изменения климата. Водоемы имеют совершенно иной термический режим, чем окружающая их суша. В водной среде не так резко сказывается суточная и сезонная динамика температур, в эвтрофных водоемах нет резких микроклиматических колебаний. Однако вместе с изменением общего климата постепенно изменяется и термический режим водоема. Таким образом, климатические изменения находят отражение и в карпологических комплексах. Данные спорово-пыльцевого анализа характеризуют растительность не только непосредственно примыкающую к водоему, но и растительность отдаленных территорий. Наземная растительность чутко реагирует на микроклиматические изменения, в то время как водная — в большей мере отражает общие зональные климатические условия.

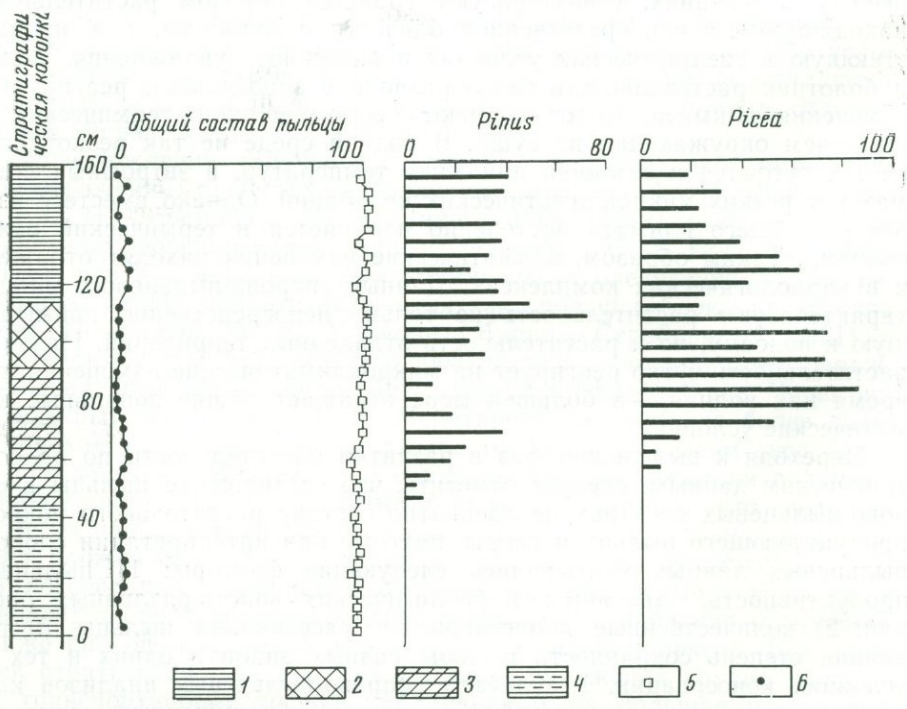
Переходя к выделению фаз в развитии растительности по палеоботаническим данным, следует отметить, что соотношение пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах не адекватно составу растительного покрова, продуцирующего пыльцу и споры, поэтому при интерпретации спорово-пыльцевых данных учитывались следующие факторы: 1) пыльцевая продуктивность, зависящая от биологических свойств различных растений; 2) количественные закономерности рассеивания пыльцы; 3) различная степень сохранности пыльцы разных видов в одних и тех же условиях консервации. Результаты спорово-пыльцевых анализов контролировались определениями древесины и обнаруженных карпоидов. Степень фоссилизации макроостатков растений — сингенная группа, по

П. А. Никитину (1957). Это указывает на отсутствие переотложения из более древних горизонтов. Протогенные и эпигенные группы остатков не обнаружены.

Остановимся несколько детальнее на флористических сопоставлениях. В табл. 1 приведен систематический перечень обнаруженных фоссилий и обобщенные экологические и географические характеристики. Выявленная нами таксономически разнообразная ископаемая микулинская флора Ростовской котловины включает 75 семейств, 219 видов цветковых и высших споровых растений Archegoniatae; Bryphyta — 6 семейств, 19 видов и форм (в том числе Bryales — 5 семейств, 18 видов, Sphagnales — 1 семейство), Pteridophyta — 6 семейств, 6 видов; Embriophyta: Gymnospermae — 4 семейства, 5 видов; Angiospermae — 58 семейств, 188 видов (в том числе Monocotyledoneae — 15 семейств, 63 вида; Dicotyledoneae — 43 семейства, 125 видов). Это, конечно, далеко не полный состав растительности Ростовской котловины. Ограниченность возможностей палеоботаники связана с известной случайностью захоронения тех или иных макроостатков растений и со спецификой их фоссилизации. В частности, семена и плоды многих травянистых растений хуже сохраняются в ископаемом состоянии, чем древесина и другие макроостатки древесных и особенно хвойных растений.

Ископаемая флора Ростовской котловины представлена такими эколого-физиономичными жизненными формами: деревья и кустарники — 34 вида, травы — 25 видов, сорные растения — 22 вида, мхи — 19 видов, болотные и прибрежно-водные — 64 вида, водные — 55 видов.

Рассмотрим распределение различных экологических групп растений в микулинских отложениях и процентные соотношения этих групп по фазам развития растительности (табл. 3). Как видно из данных таблицы, в разные фазы развития растительности отмечаются вполне определенные различия видовых соотношений водных и болотных растений и эрозиофилов. Эти соотношения связаны в известной степени с ритми-



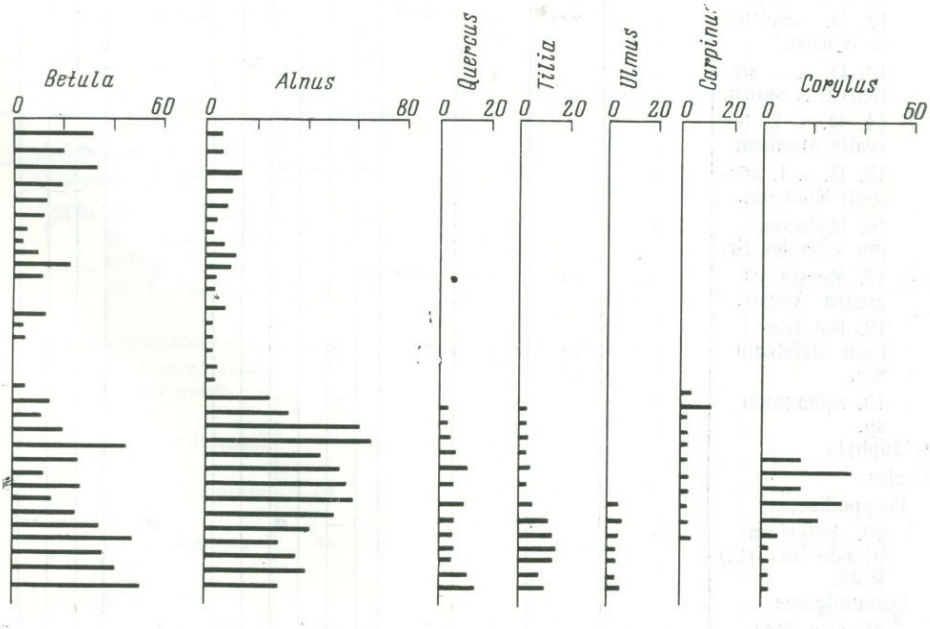
Спорово-пыльцевая диаграмма отложений у дер. Левина Гора. Нижнее крыло

ческими изменениями климата и, как отмечал Шафер (Szafer, 1954), являются прекрасными его показателями. Однако одних цифровых данных недостаточно для интерпретации климатических изменений. Крайне важно учитывать обилие обнаруженных фоссилий и генезис отложений. Во флористическом списке роль ценотически наиболее значимого ядра флоры может быть затушевана разнообразием видов, не являющихся доминантными. Поэтому без учета массовости и ценотической значимости видов нельзя переходить к интерпретации ископаемой флоры.

Проведем географический анализ выявленной ископаемой флоры. Флора не содержит вымерших форм. Наиболее многочисленны виды, которые и ныне обычны для территории Ростовской котловины; в эту группу входят космополитные, голарктические и евразиатские виды. Кроме того, имеются европейские виды, а также виды, ареал которых изменился во времени, дальневосточные и североамериканские виды, являющиеся локальными экзотами (Н. Я. Кац и др.). Соотношение между автохтонными видами и локальными экзотами является важным показателем при установлении возраста отложений.

Закономерное чередование спорово-пыльцевых и карпологических комплексов по всем исследованным профилям дает основание констатировать определенные сукцессии во времени и выявить следующие фазы формирования растительного покрова (начиная с более древних).

1. Фаза еловых лесов (нижней ели). В спорово-пыльцевых спектрах в начале этой фазы концентрация пыльцы сравнительно невелика. Преобладает пыльца ели, имеется немного пыльцы сосны и березы. Относительно высок процент пыльцы травянистых растений. Следовательно, в фазу нижней ели травянистые пространства были весьма значительные. Принимая во внимание большую пыльцевую продуктивность сосны и березы, хорошую сохранность их пыльцы при фоссилизации и способность разноситься ветром на большие расстояния, можно сделать вывод об аллохтонном характере их пыльцы, что подтверждается полнейшим отсутствием в пределах этого слоя каких-либо



1 — глина; *2* — торф; *3* — торфянистый сапропель; *4* — сапропель; *5* — сумма пыльцы древесных растений; *6* — сумма пыльцы травянистых растений

Таблица 1

Микулинская ископаемая флора Ростовской котловины Ярославской области

Видовой состав	Фоссилии	Экологическая группа	Географические элементы *	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
					Фазы развития растительности ***										
					1	2	3	4	5	6	4а	4б	4в	5	6
Archegoniatae															
Bryophyta															
1. Calliergon cordifolium Kindb.	л	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
2. C. giganteum Kindb.	л	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
3. C. richardsonii Kindb.	л				—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
4. C. trifarium Kindb.	л	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
5. Dicranum bergeri Bland.	л	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
6. Drepanocladus aduncus Monkem.	л	вл	к осм	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
7. D. fluitans Warnst.	л	водн	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
8. D. fluitans f. tenuis Smirn.	л				—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
9. D. annulatus Warnst.	л				—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
10. D. intermedius Warnst.	л	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
11. D. revolvens Warnst.	л	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
12. D. sendtneri Warnst.	л	мез	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
13. D. s. f. arcticus (L.) Smirn.	л				—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
14. D. s. f. borealis Monkem.	л				—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
15. D. s. f. wirsonii Monkem.	л				—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
16. Hylocomium splendes Br.	л				—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
17. Meesia triquetra Angstr.	л	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
18. Polytrichum strictrum Sm.	л	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
19. Sphagnum sp.	л	вл			—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
Pteridophyta															
Filicales															
Polypodiaceae															
20. Athyrium filix-femina (L.) Roth.	сп				—	—	—	●	—	—	●	—	—	—	—
Osmundaceae															
21. Osmunda cinnamomea L.	сп				—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
Salviniaceae															

Таблица 1 (продолжение)

Видовой состав	Фоссилии	Экологическая группа	Географические элементы *	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора			
					Фазы развития растительности ***									
					1	2	3	4	5	6	4а	4б	4в	5	6
22. Salvinia natans All.	мсп	водн	косм	тл	—	—	○	×	—	—	—	●	×	—	—
Equisetales															
Equisetaceae															
23. Equisetum limosum L.	муз	вл	г	мест	●	●	—	●	—	—	—	—	●	—	—
Lycopodiales															
Lycopodiaceae															
24. Lycopodium inunditum L.	сп		косм	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
Selaginellaceae															
25. Selaginella selaginoides Link.	мсп	мез	г	лэ	—	—	—	×	×	×	—	—	○	●	—
Embryophyta															
Cymnospermae															
Coniferales															
Pinaceae															
26. Picea abies (L.) Karst.	ш, с	мез	евр	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—
27. P. obovata Ledeb.	ш,кр	мез	еаз	лэ	●	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28. Pinus silvestris L.	ш,д		еаз	мест	—	×	×	—	—	—	—	—	—	—	●
29. P. sp.	с,д		еаз	мест	—	●	●	—	×	●	—	—	—	—	●
Cupressaceae															
30. Yuniperus communis L.	с		г	мест	—	—	—	—	×	—	—	—	—	✖	—
Chlamydospermae															
Efedrinae															
Ephedraceae															
31. Ephedra distachya L.	сп	кс	еаз	тлэ	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Angiospermae															
Monocotyledoneae															
Typhaceae															
32. Typha angustifolia L.	т	водн	еаз	мест	—	×	—	—	—	—	—	×	—	—	—
33. T. latifolia L.	т	водн	г	мест	—	●	×	—	—	—	—	●	●	—	—
Sparganiaceae															
34. Sparganium hyperboreum Laest.	пл	пв	г	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×
35. S. minimum Hill.	пл	пв		мест	—	—	×	×	—	—	—	—	●	●	×
36. S. ramosum Huds.	пл		евр	мест	—	●	—	×	×	—	×	×	—	—	—
37. S. simplex Huds.	пл			мест	—	—	—	—	—	×	—	—	×	—	—
Potamogetonaceae															
38. Potamogeton acutifolius Link.	пл	водн	евр	мест	—	×	×	—	—	—	●	●	×	—	—

Таблица 1 (продолжение)

Видовой состав	Фоссилии	Экологическая группа	Географические элементы *	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
					Фазы развития растительности ***										
					1	2	3	4	5	6	4а	4б	4в	5	6
39. P. asiaticus A. Benn.	к	водн	дв	лэ	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—
40. P. alpinus Balbis	к	водн	еаз	мест	×	—	—	×	×	—	—	—	—	—	—
41. P. coloratus ahl.	к	водн			—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—
42. P. compressus L.	к	во н	г	мест	×	×	—	×	—	—	×	—	—	—	—
43. P. densus L.	к	одн		лэ	—	×	—	×	×	—	—	—	—	—	—
44. P. filiformis Pers.	к	водн	косм	мест	—	—	—	×	—	—	●	—	—	—	—
45. P. fluitans Roth.	к	водн			—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—
46. P. Friesii Rupr.	к	водн	г	мест	—	×	—	—	×	—	●	—	—	—	—
47. P. heterophyllus Schreb.	к	водн	г	мест	—	×	—	—	—	—	○	—	—	—	—
48. P. lucens L.	к	водн	косм	мест	—	×	○	×	×	×	—	—	—	—	—
49. P. mucronatus Schrad.	к	водн			—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
50. P. natans L.	пл	водн	косм	мест	●	●	●	●	×	×	●	—	—	—	—
51. P. obtusifolius Mert. et Koch.	к	водн	г	мест	—	×	×	×	—	—	×	—	—	—	—
52. P. oxyphyllus Mig.	к	водн	дв	лэ	—	—	×	×	—	—	○	—	—	—	—
53. P. pectinatus L.	к	водн	косм	мест	—	—	×	×	—	—	×	—	—	—	—
54. P. perfoliatus L.	к	водн	косм	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
55. P. praelongus L.	к	водн	г	мест	—	●	●	×	×	—	×	—	—	—	—
56. P. pusillus L.	к	водн	косм	мест	—	×	×	×	×	—	●	—	—	—	—
57. P. rutilus Wolfg.	к	водн	г	мест	—	—	—	—	—	—	●	—	—	—	—
58. P. trichoides Cham. et Schlecht.	к	водн	косм	мест	—	—	○	○	×	—	●	—	—	—	—
59. P. zizii Mert et Koch.	к	водн			—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
60. P. zosterifolius Schum.	к	водн	г	мест	—	—	—	—	—	—	●	—	—	—	—
61. P. vaginatus Turcz.	к	водн	еаз	лэ	—	—	×	—	—	—	×	—	—	—	—
62. P. sp.	к	водн			●	●	●	●	×	—	×	—	—	—	—
Najadaceae															
63. Najas flexilis (Willd.) Rostket Schmidt.	с	водн	евр	мест	—	—	●	○	—	—	×	●	●	—	—
64. N. marina L.	с	водн	косм	мест	—	●	●	×	—	—	●	●	—	—	—
65. N. minor L.	с	водн	еаз	мест	—	—	×	—	—	—	—	○	—	—	—
66. N. tenuissima A. Br.	с	водн	евр	лэ	—	—	×	—	—	—	×	○	—	—	—

Таблица 1 (продолжение)

Видовой состав	Фоссилии	Экологическая группа	Географические элементы *	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
					Фазы развития растительности ***										
					1	2	3	4	5	6	4а	4б	4в	5	6
Juncaginaceae															
67. Scheuchzeria palustris L.	пл	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	●	—
Alismataceae															
68. Alisma Loeselii Gorski.	пл	водн	еаз	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—
69. A. plantago-aquatica L.	пл	водн	еаз	мест	●	●	●	×	—	—	×	●	×	○	—
70. Caldesia parnassifolia (Bassi) Parl.	с	водн	еаз	лэ	—	—	×	—	—	—	×	—	—	—	—
71. Sagittaria sagitifolia L.	с	водн	евр	мест	—	—	—	×	—	—	×	—	—	—	—
Butomaceae															
72. Butomus umbellatus L.	с	водн	еаз	мест	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hydrocharitaceae															
73. Hydrocharis morsus ranae L.	с	водн	еаз	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
74. Stratiotes aloides L.	с	водн	еаз	мест	—	—	○	—	—	—	—	×	—	—	—
Gramineae															
75. Phragmites communis Trin.	с	водн	косм	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
Cyperaceae															
76. Carex pseudo-cyperus L.	ор	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—
77. C. sp.	ор	вл	косм	мест	—	×	—	●	●	—	×	●	●	●	—
78. Cladium mariscus (L.) R. Br.	ор	вл	еаз	мест	—	—	○	×	—	—	—	×	×	—	—
79. Cyperus sp.	ор	вл	евр	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	×
80. Eriophorum latifolium Hoppe.	ор	вл	г	мест	—	×	—	×	—	—	—	—	—	×	×
81. Heleocharis ovata (Roth.) Roem et Schult.	ор	вл	г	мест	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—
82. H. palustris (L.) R. Br.	ор	вл	г	мест	×	×	×	—	—	×	×	—	—	—	—
83. Rhynchospora sp.	ор	вл	г	мест	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—
84. Schoenoplectus sp.	ор	вл	аз	л	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—
85. Scirpus lacustris L.	ор	вл	косм	мест	—	○	●	○	×	—	—	●	×	—	—
86. S. mucronatus L.	ор	вл	евр	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	×
87. S. silvaticus L.	ор	мез	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	×
88. Dulichium sp.	ор	вл	са	лэ	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	
Araceae															
89. Galla palustris L.	с	вл	г	мест	—	—	×	×	—	—	—	—	—	×	—

Таблица 1 (продолжение)

Видовой состав	Фоссилии	Экологическая группа	Географические элементы *	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
					Фазы развития растительности ***										
					1	2	3	4	5	6	4а	6б	4в	5	4
Lemnaceae															
90. Lemna minor L.	с	водн	г	мест	—	—	×	—	—	—	×	×	×	—	—
91. L. trisulca L.	с	водн	г	мест	—	×	—	○	—	—	×	×	×	—	—
Juncaceae															
92. Juncus sp.	с	вл	г	мест	—	—	—	×	—	—	—	—	—	×	—
Iridaceae															
93. Iris sibirica L.	с	вл	еаз	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
Orchidaceae															
94. Epipactis sp.	с	вл	еаз	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
Dicotyledoneae															
Silicaceae															
95. Populus sp.	д	мез	еаз	мест	×	●	—	—	—	—	—	—	—	—	—
96. Salix sp.	дч	мез		мест	—	×	—	—	—	×	—	●	●	●	—
Betulaceae															
97. Alnus glutinosa Gaerth.	ч	вл	евр	мест	—	—	○	×	—	—	×	●	×	×	—
98. A. sp.	с				—	—	●	—	—	—	—	—	×	—	—
99. Betula nana L.	л, ч		еаз	мест	—	—	—	○	×	—	—	—	—	×	—
100. B. pubescens Ehrh.	ч	мез	еаз	мест	—	—	×	—	○	—	—	—	—	×	—
101. B. verrucosa Ehrh.	ч	мез	еаз	мест	—	×	×	—	—	—	—	—	—	×	—
102. B. sp.	с				×	●	×	—	—	—	—	—	—	—	—
Corylaceae															
103. Carpinus betulus L.	пл		евр	тлэ	—	—	×	—	—	—	—	—	●	—	—
104. Corylus avellana L.	ор	мез	евр	мест	—	×	×	○	—	—	—	●	×	×	—
Fagaceae															
105. Quercus robur L.	ж		евр	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—
Ulmaceae															
106. Ulmus sp.	ор	мез	евр	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	×	—	—
Urticaceae															
107. Urtica dioica L.	ор		косм	мест	×	●	●	○	×	×	○	●	○	×	—
Polygonaceae															
108. Polygonum amphibium L.	ор	вл	г	мест	—	—	○	×	—	—	—	×	×	×	—
109. P. bistorta L.	ор	вл	еаз	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
110. P. lapathifolium L.	ор		г	мест	—	—	×	×	—	—	—	—	—	—	—
111. P. scabrum Moench.	ор		г	мест	—	—	—	—	—	—	—	×	—	×	—
112. P. convolvulus L.	ор		г	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 1 (продолжение)

Видовой состав	Фоссилии	Экологическая группа	Географические элементы *	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
					Фазы развития растительности ***										
					1	2	3	4	5	6	4а	4б	4в	5	6
113. Rumex maritimus L.	ор	вл	еаз	мест	—	×	—	×	—	—	—	●	×	×	○
Chenopodiaceae															
114. Atriplex patula L.	с			мест	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—
115. Chenopodium album L.	с		косм	мест	—	●	×	—	—	—	—	×	—	—	—
116. Ch. rubrum L.	с		г	мест	—	—	×	—	—	—	—	×	×	○	—
Amaranthaceae															
117. Amaranthus sp.	с		косм	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
Caryophyllaceae															
118. Malachium aquaticum Fries.	с	вл	еаз	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
119. Melandrium sp.	с		еаз	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—
120. Moehringia trinervia Clairv.	с		евр	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	×	—
121. Saponaria officinalis L.	с	вл	еаз	мест	—	—	—	—	—	—	—	×	×	—	—
122. Stellaria graminea L.	с	мез	еаз	мест	—	—	—	—	—	—	—	×	○	×	—
123. S. media (L.) Cyr.	с		г	мест	—	×	×	×	×	—	—	○	×	—	—
124. S. palustris Ehrh.	с		еаз	мест	—	—	—	×	—	—	—	—	×	×	—
Nymphaceae															
125. Brasenia schreberi J. F. Gmel.	с	водн	г	тлэ	—	×	●	×	—	—	×	●	○	—	—
126. Nuphar luteum (L.) Smith.	с	водн	еаз	мест	○	○	●	○	×	×	×	○	×	—	—
127. N. pumilum(Hoffm).D.C.	с	водн	еаз	мест	—	—	×	×	—	—	—	—	—	—	—
128. Nymphaea alba L.	с	водн	еаз	мест	—	○	○	×	—	—	—	●	●	—	—
129. N. candida J. et C. Presl.	с	водн	еаз	мест	—	—	●	×	—	—	—	—	—	—	—
Ranunculaceae															
130. Batrachium trichophyllum (Chaix.) van den Bossche.	пл	водн	евр	мест	—	—	—	×	×	×	—	—	—	—	—
131. Caltha palustris L.	с	вл	г	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
132. Ranunculus aquatilis L.	пл	водн	г	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	●	—
133. R. acer L.	пл				×	—	●	—	—	—	—	—	—	—	—
134. R. flammula L.	пл	вл	евр	мест	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 1 (продолжение)

Видовой состав	Ископаемые	Экологическая группа	Географические элементы *	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
					Фазы развития растительности ***										
					1	2	3	4	5	6	4а	4б	4в	5	6
135. R. lingua L.	пл	вл	еаз	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	×	—	—
136. R. repens L.	пл			мест	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—
137. R. reptans L.	пл		еаз	мест	—	×	—	—	—	—	●	●	—	—	—
138. R. sceleratus L.	пл	вл	г	мест	—	●	●	○	×	×	—	●	●	—	—
139. Thalictrum flaum L.	пл	вл	еаз	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×
Ceratophyllaceae															
140. Ceratophyllum demersum L.	пл	водн	еаз	мест	—	○	○	○	×	—	○	●	○	—	—
141. C. submersum L.	пл	водн		мест	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—
Papaveraceae															
142. Chelidonium majus L.	с	мез	еаз	мест	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	×
Cruciferae															
143. Nasturtium sp.	с	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	—			×	—
Droseraceae															
144. Aldrovanda vesiculosa L.	с	водн	косм	тлэ	—	—	×	—	—	—	—	○	○	—	—
145. Drosera sp.	с	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
Rosaceae															
146. Agrimonia eupatoria L.	с	мез	евр	мест	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
147. Comarum palustre L.	с	вл	г	мест	×	○	●	×	×	—	—	—	×	●	—
148. Fragaria vesca L.	с	мез	еаз	мест	—	×	×	×	×	—	—	—	—	×	—
149. Padus racemosa (Lam.) Gilib.	к	мез	еаз	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
150. Prunus spinosa L.	к	мез	евр	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
151. P. sp.	к				—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
152. Rosa cinnamomea L.	с	мез	евр	мест	—	—	×	×	×	—	—	—	—	—	—
153. Rubus caesius L.	к	мез	еаз	мест	—	—	×	×	—	—	—	—	—	—	×
154. R. idaeus L.	к	мез	еаз	мест	—	○	●	●	×	×	—	○	●	—	—
155. R. nessensis W. Hall.	к	мез	евр	мест	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—
156. R. saxatilis L.	к	мез	г	мест	—	○	—	—	—	—	—	—	—	—	—
157. Potentilla sp.	с	мез	косм	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—
Empetraceae															
158. Empetrum nigrum L.	к	мез	г	мест	—	—	×	×	×	—	—	—	—	—	×

Таблица 1 (продолжение)

Видовой состав	Фоссилии	Экологическая группа	Географические элементы *	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
					Фазы развития растительности ***										
					1	2	3	4	5	6	4а	4г	4в	5	6
Rhamnaceae															
159. Frangula alnus Mill.	к		еаз	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
160. Rhamnus sp.	к		еаз	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×
Aceraceae															
161. Acer platanoides L.	ор		евр	лэ	—	—	—	—	—	—	○	—	—	—	—
Tilaceae															
162. Tilia cordata Mill.	ор	мез	еаз	мест	—	—	×	×	—	—	×	●	○	×	—
163. T. platyphyllos Scop.	ор	евр	евр	лэ	—	—	—	×	—	—	—	●	●	○	—
164. T. sp.	ор				—	—	—	×	—	—	—	—	○	—	—
Guttiferae															
165. Hypericum perforatum L.	с		г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
Elatinaceae															
166. Elatine hydropiper L.	с	водн	еаз	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
Violaceae															
167. Viola cannina L.	с	мез	евр	мест	—	—	×	—	—	—	—	×	×	—	—
Lythraceae															
168. Lythrum salicaria L.	с		косм	мест	—	—	×	—	—	—	×	—	—	—	—
Onagraceae															
169. Chamaenerium angustifolium (L.) Scop.	пл		г	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×
170. Epilobium roseum (Schreb.) Pers.	пл		евр	мест	—	×	×	×	—	—	—	●	○	—	—
Hydrocaryaceae															
171. Trapa natans L.	ор	водн	еаз	лэ	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—
Halorrhaginaceae															
172. Myriphyllum spicatum L.	к	водн	г	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	×	—
173. M. verticillatum L.	к	водн	г	мест	×	×	●	×	×	×	—	×	—	×	—
Hippuridaceae															
174. Hippuris vulgaris L.	пл	водн	г	мест	—	○	●	×	×	×	—	●	○	—	—
Umbelliferae															
175. Anthriscus sp.	с		евр	мест	—	×	×	—	—	—	—	—	—	—	
176. Cicuta virosa L.	пл	водн	еаз	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	●	—
Cornaceae															
177. Thelycrania sp.	к		евр	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×

Таблица 1 (продолжение)

Видовой состав	Фосилии	Экологическая группа	Географические элементы •	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
					Фазы развития растительности ***										
					1	2	3	4	5	6	4а	4б	4в	5	6
Ericaceae															
178. Andromeda polifolia L.	с,л		г	мест	—	×	—	—	—	—	—	—	—	●	—
179. Arctostaphylos uva-ursi L.	к		г	мест	●	×	×	×	—	—	—	—	—	—	×
180. Chamaedaphne calyculata (L.) Moench.	с,л		г	мест	—	—	—	×	—	—	—	—	—	●	—
181. Ledum palustre L.	с,л		г	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×
Vacciniaceae															
182. Vaccinium vitis-idea L.	к,л		еаз	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	●	—
Primulaceae															
183. Lysimachia vulgaris L.	с	вл	еаз	мест	—	—	×	×	—	—	—	—	—	×	—
184. Naumburgia thyrsiflora (L.) Reichb.	с	вл	г	мест	—	—	●	○	×	—	—	—	—	×	—
Oleaceae															
185. Fraxinus excelsior L.	ор		евр	лэ	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—
Menyantheceae															
186. Menyanthes trifoliata L.	с	вл	г	мест	×	○	—	×	×	—	—	●	●	●	—
Boraginaceae															
187. Echium sp.	с		евр	мест	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—
188. Myosotis palustris Lam.	ор	вл	г	мест	—	×	—	—	—	—	—	—	—	×	—
Labiatae															
189. Ajuga reptans L.	ор	вл	еаз	мест	×	○	○	—	—	—	—	●	●	—	—
190. Ballota nigra L.	ор		еаз	мест	×	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
191. Clinopodium vulgare L.	пл		еаз	мест	—	—	●	×	—	×	—	—	—	×	—
192. Colchicum sp.	пл		еаз	мест	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—
193. Dracocephalum nutans L.	ор		еаз	мест	—	—	○	×	—	—	—	—	—	—	—
194. Galeopsis sp.	ор		евр	мест	—	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—
195. Lycopus europaeus L.	ор	вл	еаз	мест	—	—	○	○	×	—	×	×	×	—	—
196. Mentha arvensis L.	ор	вл	еаз	мест	—	×	●	×	×	—	×	○	●	—	—
197. Origanum vulgare L.	ор		еаз	мест	—	—	×	×	—	—	—	—	—	—	×
198. Scutellaria galericulata L.	ор	вл	еаз	мест	×	×	×	—	—	—	—	×	—	—	—
199. Stachys annua L.	ор		еаз	мест	—	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—
200. S. palustris L.	ор	вл	еаз	мест	×	—	×	×	—	—	—	×	—	—	—

Таблица 1 (окончание)

Видовой состав	Фоссилии	Экологическая группа	Географические элементы *	Группа видов **	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
					Фазы развития растительности ***										
					1	2	3	4	5	6	4а	4б	4в	5	6
201. S. sylvatica L.	ор		еаз	мест	—	—	×	×	—	—	—	×	—	—	—
202. Thymus serpillum L.	ор		еаз	мест	—	—	—	×	—	—	—	—	—	×	—
Solanaceae															
203. Solanum dulcamara L.	с	вл	евр	мест	—	—	—	×	—	—	—	×	—	—	—
Scrophulariaceae															
204. Pedicularis palustris L.	с	вл	евр	мест	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—
205. Scrophularia nodosa L.	с		еаз	мест	×	—	×	×	—	—	—	×	—	—	—
Lentibulariaceae															
206. Utricularia sp.	с	вл	г	мест	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	—
Carprifoliaceae															
207. Sambucus nigra L.	к	мез	евр	лэ	—	—	×	×	—	—	—	—	—	×	—
208. S. racemosa L.	к	мез	евр	лэ	—	—	×	—	—	—	—	×	×	—	—
209. Viburnum opulus L.	к	мез	еаз	мест	—	—	—	×	×	—	—	×	—	—	—
Compositae															
210. Artemisia	п	кс			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
211. Bidens tripartita L.	к	вл	косм	мест	—	—	×	×	—	—	—	—	—	—	×
212. Carduus sp.	с		еаз	мест	—	○	—	—	—	—	—	—	—	—	—
213. Centaurea sp.	с		г	мест	—	—	—	×	—	—	—	—	—	×	—
214. Chrysantheum sp.	с		г	мест	—	—	×	—	—	—	—	—	—	—	—
215. Cirsium palustre (L.) Scop.	с		еаз	мест	—	×	×	—	—	—	—	—	—	×	—
216. Eupatorium cannabinum L.	с	вл	еаз	мест	—	×	×	×	×	—	—	—	—	×	—
217. Sonchus asper (L.) Hill.	с		косм	мест	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—
218. S. oleraceus L.	с		косм	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—
219. Taracxacum sp.	с		косм	мест	—	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—

* По В. Шаферу (1954) и В. П. Гричуку (1951).

** Локальные экзоты и обычные ныне виды — по Н. Я. Кацу.

*** 1 — еловые леса; 2 — сосновые и березовые леса; 3 — хвойно-широколиственные леса; 4 — широколиственные леса; 4а — то же, подфаза липово-дубовых лесов с малым количеством лещины; 4б — подфаза липово-дубовых лесов с большим количеством лещины; 4в — подфаза дубово-липовых лесов с грабом; 5 — еловые леса с примесью широколиственных; 6 — елово-сосново-березовые леса.

л — листья; сп — споры; мсп — мегаспоры; муз — междоузлия; с — семя; кр — крыло семени; д — древесина; т — тегмены; пл — плод; к — косточка; ор — орешек; ч — чешуйка; ж — жолудь; п — пыльца; вл — влаголюб; водн — водный; мез — мезофит; кс — ксерофит; пв — прибрежно-водный; г — голарктический; косм — космополитный; евр — европейский; еаз — евразиатский; са — североамериканский; мест — обычный, произрастающий ныне в Ярославской области; лэ — локальный экзот; тлэ — термофильный локальный экзот.

● — много; ○ — мало; × — единично.

Таблица 2

Состав пыльцы и спор в отложениях

Торфя

Стратиграфическая колонка	Глубина, см	Число просмотренных препаратов	Общее число пыльцы	Число пыльцы на один препарат	Пыльца древесных растений		Пыльца травянистых растений		Споры	Pinus		Picea		Betula		Alnus	
					абс.	%	абс.	%	абс.	абс.	%	абс.	%	абс.	%	абс.	%
Песок	300	10	32	3	32	—	—	—	5	15	47	16	50	1	3	—	—
Суглинок	293	2	186	93	173	93	13	7	10	123	71	24	14	14	8	10	6
Песок	278	10	11	1	70	—	1	—	11	8	—	—	—	2	—	—	—
Гумусированный песок	263	1	305	305	276	90	29	10	7	31	23	2	1	5	3	98	65
	248	3	274	91	266	97	8	3	—	38	21	1	1	5	3	107	59
Торф	238	10	50	5	48	96	2	4	10	33	69	—	—	11	23	4	8
	232	1	200	200	171	84	29	14	40	140	82	1	0,5	25	25	—	—
	227	1	255	255	164	64	91	36	142	125	76	1	1	30	18	2	1
	218	1	147	147	132	90	15	10	123	97	73	—	—	34	26	—	—
	201	1	240	240	231	96	9	4	41	136	59	—	—	91	39	1	0,5
	191	1	196	196	186	95	10	5	12	72	39	2	1	112	60	—	—
	178	1	268	268	258	96	10	4	15	83	32	—	—	175	68	—	—
	170	1	159	159	152	96	7	4	—	93	61	1	1	58	38	—	—
	162	2	163	81	160	98	3	2	36	97	60	4	3	57	36	2	1
Торфянистая глина	150	1	176	176	163	93	13	7	45	81	50	1	1	81	49	—	—
	133	1	222	222	263	97	9	3	—	190	72	4	2	69	26	—	—
Торф	125	0,5	304	608	281	92	23	8	36	239	85	13	5	29	10	—	—
	107	2	168	84	158	94	10	6	25	80	50	42	27	36	23	—	—
	98	2	166	83	132	80	34	20	—	31	24	57	43	44	33	—	—
	87	2	207	103	142	69	65	31	—	8	6	107	79	27	19	—	—
	77	3	198	66	165	84	33	16	2	10	6	155	94	—	—	—	—
	59	3	128	43	90	70	38	30	—	5	6	84	93	1	1	—	—
Глина с валунами	47	10	41	4	35	85	6	15	1	6	17	26	74	3	9	—	—
	27	10	16	2	15	—	1	—	—	—	—	15	—	—	—	—	—
	15	10	9	1	8	—	1	—	—	6	—	2	—	—	—	—	—
	0	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

макроостатков сосны и березы при обилии хвои, шишек, семян и древесины ели (Picea obovata). Следовательно, ель в лесах этой фазы являлась монодоминантом. Участие папоротников не было существенным. В отложениях обнаружены макроостатки экологически различных видов. В основном это водные и прибрежно-водные растения, гипоарктические и бореальные: Hippuris vulgaris, Potamogeton Friesii, P. natans, P. perfoliatus, P. pusillus, P. rutilus, Carex sp., Comarum palustre, Ranunculus sceleratus, Phragmites communis. Кроме того, обнаружены макроостатки лесных видов и эрозиофилов, попавших в отложения из окружающих водоемов территорий (Picea obovata, Stellaria sp. Cirsium sp., Urtica dioica, Viola sp.).

Физико-географическую обстановку этой фазы развития растительности можно представить следующим образом. После отступания ледника свободная ото льда территория начала заселяться растительностью. Пионером в этих условиях оказалась ель с поверхностной корневой системой, которая расселялась в долинах рек и в понижениях рельефа, где микроклиматические и эдафические условия были для нее более благоприятны.

у дер. Черемошник Ярославской области

пик 1

Ulmus		Quercus		Tilia		Carpinus		Corylus		Разнотравье	Artemisia	Carex	Caryophyllaceae	Chenopodiaceae	Compositae	Cyperaceae	Ephedra	Gramineae	Myriophyllum	Polygonum	Typha	Umbelliferae
абс.	%	абс.	%	абс.	%	абс.	%	абс.	%													
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1	—	—	—	—	1	1	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	2	5	3	—	—	6	3	126	82	27	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
3	2	10	7	29	16	1	0,5	72	39	7	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	2	2	1	—	—	—	—	—	—	9	—	—	1	—	—	19	—	—	—	—	—	—
5	3	1	1	—	—	—	—	—	—	25	3	—	—	1	1	58	—	1	—	—	2	—
1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—	1	—
1	0,5	2	1	—	—	—	—	—	—	4	1	2	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	2	—	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	1	—	—	2	—	—	—	1	11	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	15	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17	33	—	—	15	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	10	—	—	8	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

2. Фаза сосновых и березовых лесов. В спорово-пыльцевых спектрах начинает доминировать пыльца сосны и березы, участие папоротников возрастает, роль трав падает. Широко представлены бореальные виды. Вероятно, эта сукцессия была вызвана потеплением, в результате чего исчезла вечная мерзлота. На свободных от ели участках начали быстро расселяться сосна и береза. Экологическая амплитуда этих пород очень велика, что создает им при расселении много преимуществ по сравнению с елью. Спорово-пыльцевые данные подтверждаются и дополняются палеокарпологическими материалами. Отсутствуют или очень редки макроостатки ели, много древесины, коры, семян сосны и березы, чешуек Betula pubescens, B. verrucosa, Salix sp. Обнаружены семена Arctostaphylos uva-ursi, Potentilla sp. Широко представлена водная и болотная флора: Carex sp., Ceratophyllum demersum, Comarum palustre, Hippuris vulgaris, Lycopus europaeus, Menyanthes trifoliata, Phragmites communis, Potamogeton natans и др.

3. Фаза хвойно-широколиственных лесов. В спорово-пыльцевых спектрах, помимо пыльцы сосны и березы, отмечена пыльца широколиственных пород, количество которой возрастает вверх по профилю. Первой появляется пыльца вяза, потом дуба, ольхи, липы и лещины. Абсолютное количество пыльцы широколиственных меньше, чем сосны и березы. Однако можно считать, что широколиственные принимали участие в лесном покрове, так как пыльцевая продуктивность этих пород относительно (по сравнению с сосной и березой) невелика, способность переноситься ветром (Федорова, 1952) при отсутствии незалесенных пространств довольно ограниченна, сохранность пыльцы значительно хуже. В конце фазы отмечено много пыльцы ольхи. Обнаружены также плодики Alnus glutinosa, поэтому можно предположить, что черная ольха образовывала густые заросли по берегам водоемов. Макрофоссилии представлены не только бореальными видами, но и небольшим количеством термофильных видов.

4. Фаза широколиственных лесов. Процент пыльцы широколиственных в спорово-пыльцевых спектрах высок, несмотря на то, что он занижен, так как пыльца ольхи включена в общую сумму пыльцы древесных пород. К концу фазы появляется граб. Процент пыльцы широколиственных сильно варьирует в разных погребенных торфяниках, что можно объяснить локальными физгеографическими условиями. Для этой фазы типичен микулинский карпологический комплекс, включающий виды, имеющие в настоящее время широкий ареал, и виды, произрастающие в настоящее время значительно южнее, причем многие из них находятся сейчас в стадии вымирания. Это — Aldrovanda vesiculosa, Brasenia schreberi, Cladium mariscus, Najas tenuissima, N. marina, Salvinia natans, Potamogeton exyphyllus, Trapa natans и др. Интересно отметить находки семян Hydrocharis morsus ranae, Lemna trisulca, L. minor плодов Stratiotes aloides.

Названные растения размножаются в этих широтах теперь вегетативно. Эта фаза во многом напоминает климатический оптимум голоцена, но отличается от него по составу флоры, представленной не только космополитными, европейскими, евразиатскими, голарктическим элементами флоры, но и дальневосточным и североамериканским. Эту фазу, базируясь на полученных нами материалах у дер. Левина Гора, можно подразделить на три подфазы лип, начиная с более ранней: 4а — липово-дубовые леса с малым количеством лещины, 4б — липово-дубовые леса с большим количеством лещины в подлеске и 4в — дубово-липовые с грабом.

Таблица 3

Состав карпологической флоры

Фитофоссилии	Дер. Черемошник						Дер. Левина Гора				
	Фазы развития растительности										
	1	2	3	4	5	6	4а	4б	4в	5	6
Общее количество видов	21	64	94	81	41	15	44	49	50	49	21
водные	9	30	43	40	22	8	30	24	21	16	6
болотные	4	13	12	13	7	1	8	13	8	11	5
эрозиофилы	2	6	11	7	3	2	1	7	5	7	—
Процентное содержание видов:											
водные	43	47	46	49	54	53	68	41	42	30	28
болотные	19	20	12	16	17	7	18	22	16	22	24
эрозиофилы	10	9	12	8	7	13	2	12	10	14	—

5. Фаза еловых лесов. Распространение ели в этой фазе обусловлено не только ее большой теневыносливостью, но и тем, что климат в эту фазу относительно быстро изменился в сторону большой суровости. Особо следует отметить находку шишки Picea excelsa Link. [P. abies (L.) Karst] в отложениях у дер. Левина Гора, что дает основание говорить о географической и экологической обособленности P. obovata и P. excelsa уже в микулинское межледниковье и о том, что современное значительное налегание ареалов этих пород сравнительно недавнее явление.

6. Фаза елово-березово-сосновых лесов с прохладным и засушливым климатом.

Основная часть работы была посвящена детальному изучению смен растительности микулинского межледниковья, отражающей историю развития природы в целом. Микулинское межледниковье в этом отношении представляет собой интерес, так как периодичность развития природы в то время была поразительно сходна с развитием природы в современный период. Закономерности современного сложения и распределения биогеоценозов могут быть поняты только при знании исторического развития биогеоценотического покрова Земли, особенно во время последних межледниковий и послеледникового времени.

ЛИТЕРАТУРА

Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Кац Н. Я., Кац С. В., Кипиани М. Г. Атлас и определитель плодов и семян, встречающихся в четвертичных отложениях СССР. М., «Наука», 1965.

Марков К. К., Серебрянный Л. Р. История изучения области древнего оледенения в северо-западной части Русской равнины.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР. М., «Наука», 1965.

Никитин П. А. Плейстоценовые и четвертичные флоры Воронежской обл. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1957.

Новский В. А. Материалы к геоморфологии и четвертичной геологии Ярославской области.— Ученые зап. Яросл. гос. пед. ин-та, серия геогр., 1958, вып. 20, 30, ч. 2.

Пьявченко Н. И. О природе нижнего максимума ели в торфяниках.— Докл. АН СССР, 1954, т. 95, № 5.

Сукачев В. Н. О совместном нахождении остатков карликовой березы и бразении в межледниковых отложениях.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 3.

Сукачев В. Н., Недосеева А. К. О смене растительности в течение рисс-вюрмского межледниковья.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 6.

Тюремнов С. Н., Виноградова Е. А. Межледниковые отложения близ Ростова Ярославского.— Ученые зап. Яросл. гос. пед. ин-та, 1952, вып. 14(24). Естествознание.

Федорова Р. В. Количественные закономерности распространения пыльцы древесных пород воздушным путем.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1952, вып. 52, № 7.

Чеботарева Н. С. Граница распространения льдов в течение московской стадии днепровского оледенения.— Вопр. географии, 1949, сб. 12.

Szafer W. Pliocene flora from the vicinity of Czorstyn (West Carpathians) and its relationship to the Pleistocene.— Prace Inst. Geol., II (in polish), 1954.

СЕЩИНСКИЕ ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИИ

Д. И. ПОГУЛЯЕВ, С. М. ШИК

На Русской равнине известно много пунктов со следами гляциодислокаций — механического воздействия ледников на породы, по которым они когда-то двигались. Ледники либо сминали коренные породы на месте (in situ) с нарушением нормальных условий их залегания (складки, сбросы, сдвиги), либо захватывали большие массы коренных пород и переносили их без нарушения стратиграфической последовательности на то или иное расстояние.

В пределах Русской равнины гляциодислокаций крупного масштаба в общем не так много. Из литературы хорошо известна Каневская дислокация Украины (Резниченко, 1925, 1932; Соболев, 1933, и др.). В Подмосковном крае открыта большая Вышневолоцко-Новоторжская гляциодислокация (Хименков, 1933; Москвитин, 1938). Известно наличие двух-трех крупных гляциодислокаций в Белоруссии. В 1953 г. на геологическом совещании в Минске о большой гляциодислокации в Литве сообщил И. А. Даленкевичус.

Сещинские гляциодислокации располагаются к югу-востоку от г. Рославль и занимают значительную часть водоразделов рек Десна, Остер и Ипуть в пределах Рославльского района Смоленской области и Дубровского района Брянской области. Для них характерны следующие особенности.

1. Близость к высоким районам Среднерусской возвышенности, в пределах которых днепровский ледник расчленился на два языка — днепровский и донской.

2. Приуроченность к Смоленско-Орловскому девонскому поднятию («валу»), отделяющему Днепровско-Донецкую впадину от Московской синеклизы.

3. Наличие в полосе гляциодислокаций двух высоких моренных гряд напора — Асельской и Кочевской, в пределах которых наблюдаются дислоцированные мезозойские отложения, залегающие почти на 100 *м* выше, чем в прилегающих районах.

4. Расположение Асельской и Кочевской гряд по обе стороны древней долины реки, с которой, по-видимому, и связана одна из основных причин их образования.

5. Разное простирание складок смятых мезозойских пород — субмеридиональное на Асельской гряде и субширотное на Кочевской, хорошо выдерживающееся в пределах каждой гряды.

Геологическое строение Сещинского района было описано еще А. К. Мейендорфом (1849); не заметив наличия дислокаций, он совершил стратиграфическую ошибку, полагая, что кварцево-глауконитовые пески лежат здесь выше мела. Эта ошибка была повторена и В. И. Вернадским (1888), который отметил, однако, что в Сещинском районе на отложениях зеленого песка с фосфоритами можно заметить влияние двигавшихся когда-то по ним масс льда; пески эти нередко являются скрученными.

А. П. Иванов (1915) считал, что фосфоритовые слои, как равно и другие мезозойские породы, в Сещинском районе имеют вторичное залегание, представляя «отторженцы». А. М. Жирмунский (1928, 1931) объяснял высокое залегание коренных пород в Сещинском районе, во-первых, наличием антиклинали, в ядре которой залегают девонские известняки (антиклиналь эту он назвал Сещинской), и, во-вторых, дислоцированностью мезозойских пород под давлением ледника.

А. В. Костюкевич-Тизенгаузен (1925, 1927, 1931) в течение ряда лет производил геологические исследования в Сещинском фосфоритоносном

районе. Он писал о том, что у ст. Сещинская развита необычная для наших равнин геологическая структура. Мезозойская скатерть резко смещена, собрана в густую систему мелких складок и чешуй. Наблюдения в 1926 г. установили четвертичный возраст дислокаций в расположенном южнее Кочевском районе; одинаково резко смещенными оказались вместе с породами мезозойской толщи и согласно на них напластованные морена и подстилающие ее флювиогляциальные четвертичные пески. В отличие от А. П. Иванова, который считал обнаруженные им смятые меловые породы в районе ст. Сещинская «отторженцами» в четвертичных отложениях, А. В. Костюкевич-Тизенгаузен подчеркивал смятие здесь коренных пород in situ. Причин дислокаций он не касался. Е. В. Орлова (1931) была согласна с выводами А. В. Костюкевича-Тизенгаузена о коренном залегании фосфоритовых слоев и их дислоцированности (с широтными простираниями фосфоритовых линий в районе деревень Старая и Новая Кочева и меридиональными — в районе ст. Сещинская). Таких же взглядов придерживались и другие исследователи, занимавшиеся разведкой Сещинского месторождения фосфоритов в довоенные годы (И. С. Забнин, А. В. Кабанов, Л. А. Русинов, Н. М. Чудновский и др.).

Д. И. Погуляев в 1925 г. под руководством А. В. Костюкевича-Тизенгаузена производил геологические исследования в Сещинском фосфоритоносном районе (с. Радичи, деревни Гавринка, Дмитровка, Бельская), а в 1926 г. изучал меловые разработки в районе дер. Прокшино (в 20 *км* к юго-западу от Рославля) и доказал смещение толщи мела. В 1929 г. он подробно описал все выходы смещенных коренных и четвертичных пород по р. Меловка между дер. Хурцево и с. Несоново и по р. Сушица между с. Аселье и с. Несоново, а в 1947 и 1949 гг. пересек район Сещинских дислокаций в разных направлениях, описав во многих пунктах выходы дислоцированных пород и уделив особое внимание изучению дислоцированной площади в районах деревень Мирошки и Жабово.

В 1951—1952 гг. во время среднемасштабной геологической съемки, проводившейся в пределах северной окраины Днепровско-Донецкой впадины под руководством С. М. Шика, был пробурен ряд глубоких скважин (до девонских отложений), в том числе в пос. Подруднянский, дер. Лахи, Слаговка, Мирошки и др. При этом в дер. Мирошки под дислоцированными мезозойскими отложениями мощностью до 80 *м* был вскрыт моренный суглинок, а ниже — мезозойские и девонские отложения, залегающие на обычной высоте. Это позволило С. М. Шику прийти к выводу, что слагающие Асельскую гряду дислоцированные мезозойские отложения находятся не в коренном залегании, а «представляют собой грандиозный отторженец, длиной до 20 *км* при ширине до 5 *км* и мощностью до 80 *м*. Вероятно, такое же строение имеет и Кочевская гряда» (Шик, 1960, стр. 155). Разведочные работы, проведенные в 1955 г. на Мирошкинском участке Сещинского фосфоритового месторождения под руководством З. П. Рычаговой, позволили существенно уточнить характер смятия слагающих отторженец мезозойских пород.

Д. И. Погуляев в монографии, изданной в 1956 г., обобщил результаты всех проведенных до этого времени исследований. Он считал, что не все участки Сещинской дислоцированной полосы имеют такое строение, как у дер. Мирошки, и что местами коренные породы смяты in situ, без переноса их на то или иное расстояние.

В последующие годы в пределах Асельской и Кочевской гряд были пробурены скважины на воду, которые под слагающими эти гряды дислоцированными юрскими отложениями вскрыли верхнемеловые и более древние породы, залегающие на обычной высоте.

В рельефе района Сещинских гляциодислокаций ярко выделяются моренные гряды — на западе Рославльская, на юге — Кочевская, на

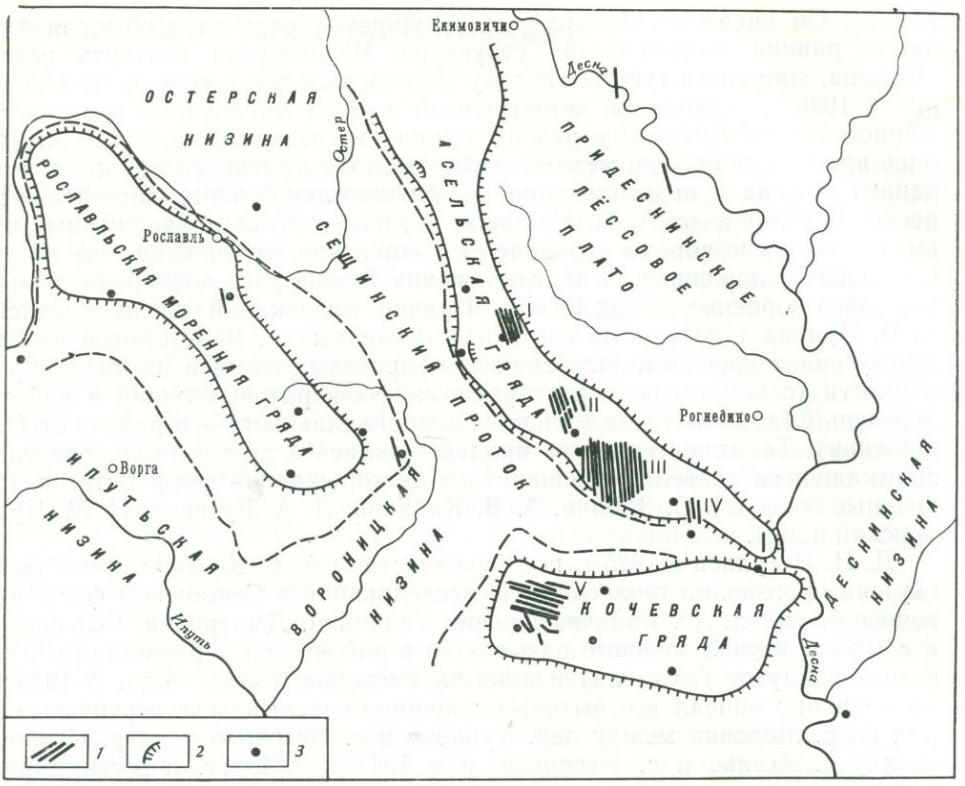


Рис. 1. Геоморфологическая схема района Сещинских гляциодислокаций

1 — линии смещения (простирания складок); *2* — выходы юрских глин (в отторженцах); *3* — буровые скважины, вскрывшие породы в ненарушенном залегании. Дислоцированные участки: *I* — Хурцево-Несоновский; *II* — Мирошкинский; *III* — Сещинский; *IV* — Зимницкий; *V* — Кочевской

востоке — Асельская; между ними расположены Остерская и Вороницкая низины и Сещинский проток. Восточнее Асельской гряды находится Придеснинское лёссовое плато (рис. 1).

Рославльская гряда протягивается от дер. Колпицы через Лотовиново, Кошкино до дер. Бехово. Направление СЗ—ЮВ. Длина — 40 *км*. Ширина в среднем 5—7 *км*. Абсолютные отметки гряды в районе дер. Александровка — 265 *м* и дер. Б. Кошкино — 278 *м*. В среднем гребень ее имеет абсолютную высоту 240—250 *м*. Дислоцированные мезозойские отложения известны в районе Рославля (дер. Лотовиново) и в районе дер. Прокшино (Лиоронцевич, 1935; Погуляев, 1934). Мощность четвертичных отложений на Рославльской гряде достигает местами 100 *м* и более. Гряда эта типично моренная; по-видимому, она представляет собой межлопастной массив, образовавшийся между ледниковыми лопастями, заполнявшими Остерскую и Ипутскую низины.

Асельская гряда протягивается от дер. Утоки через Луги и Свиридовку на с. Аселье и далее на Мирошки и Загорье. Направление ее СЗ—ЮВ. Длина — 60 *км*, ширина в среднем 3—5 *км*. Местами гребень очень узкий (с. Аселье). Самая высокая абсолютная отметка наблюдается на куполовидной вершине около с. Аселье — 292,1 *м*, абсолютная высота в районе дер. Мирошки 265—270 *м*. На Асельской гряде имеется несколько крупных районов, где на поверхности наблюдаются очень резко выраженные дислокации мезозойских отложений: Аселье—Несоново — Хурцево, Мирошки, Радичи — Гавринка — Бельская, Немер — слобода Зимницкая, где в рельефе наблюдаются меридиональные гряды и ложбины.

Кочевская гряда отделена от Рославльской широкой низиной, по которой течет р. Вороница. Эта гряда протягивается от дер. Новая Кочева через Жабово, Алешню к ст. Рековичи. Ширина гряды 7—10 *км*, длина — около 30 *км*. Абсолютные отметки наиболее высоких точек в районе дер. Глотовка (недалеко от Б. Кочевы) — 281 *м*, около дер. Алешни — 283 *м*, у дер. Чепеничи — 287 *м*. Рельеф гряды грядово-волнистый, гряды вытянуты в широтном направлении. На Кочевской гряде выходы на поверхность дислоцированных мезозойских отложений наблюдаются в районе Старой Кочевы и Новой Кочевы, южнее дер. Жабово и в других местах.

Сещинский проток, представляющий собой часть выделенного еще А. П. Ивановым и др. (1914) Днепровско-Деснинского протока, имеет направление, параллельное Рославльской и Асельской грядам. Длина, от шоссе Брест — Москва до устья р. Сещи,— 60 *км*. Ширина в среднем 5—7 *км*, но нередко и 10—15 *км*, на широте Рославля до 20 *км*. Восточнее ст. Дубровки проток суживается до 3 *км*, а у дер. Рековичи, в нижнем течении Сещи, он заканчивается узким глубоким желобом, по которому протекает р. Сеща. Общий уклон дна протока, учитывая абсолютные отметки его близ дер. Рябинки 205—210 *м*, в районе ст. Пригорье 200 *м*, между ст. Сещинская и с. Трехбратское (в широком понижении) 180 *м* и в устьевой части р. Сеща 170 *м*, составляет около 25—30 *м*. Низина (дно) Сещинского протока использована современными реками различных бассейнов. В северной части этой низины текут реки Остер и Навля (бассейн р. Сож) с рядом притоков, стекающих с Асельской гряды. В средней части протока протекает р. Вороница (бассейн р. Ипуть), левые притоки которой (Боровка, Поповка, Теребинь), берущие начало также на Асельской гряде, секут низину протока поперек. Многочисленные речки бассейна Усы (приток Вороницы) — Долгая, Островнинка, Родинка и другие, также пересекают проток. По юго-восточному концу протока течет р. Сеща (бассейн Десны) с большим количеством мелких притоков, стекающих с Кочевской и Асельской гряд.

Под словом «дно» Сещинского протока следует понимать не поймы протекающих здесь современных рек и даже не их надпойменные террасы, а широкие террасовидные поверхности, которые особенно ярко выражены в долине Вороницы (около ст. Пригорье) и в верховье Сещи (близ ст. Сещинская), а также по Острy к северу и юго-востоку от Рославля. Они соответствуют третьей (или даже четвертой) террасе таких рек, как Десна, Сож, Днепр. Необходимо отметить, что в дочетвертичное время проток (древняя долина реки) представлял более глубокий желоб, чем сейчас. Сейчас дно его слагает мощный комплекс четвертичных отложений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В полосе Сещинских гляциодислокаций пробурены сотни скважин на воду, около 50 скважин структурных и одна глубокая (700 *м*) скважина в Рогнедине до кристаллического фундамента. Данные этих скважин и описания многочисленных обнажений пород по рекам и речкам позволяют более или менее ясно представить себе геологическое строение интересующей нас территории, которое отличается значительной сложностью как стратиграфической, так и по условиям залегания отложений. Здесь развиты породы архея, верхнего протерозоя (венда), девона, юры, мела, палеогена и четвертичной (антропогеновой) системы. Отложения всех этих систем, кроме палеогена, широко распространены в полосе рассматриваемых гляциодислокаций (рис. 2).

Архей, вскрытый в глубокой буровой скважине (Рогнедино), слагается гранитами и гранитоидами. В архее пройдено всего 35 *м*. Венд-

ский комплекс залегает на архее, представлен слюдистыми шоколадно-коричневыми и зеленовато-серыми глинами. Мощность 40 *м*.

Девонские отложения разнообразного состава (доломиты, известняки, гипсы, глины, пески и др.) относятся к среднему и верхнему отделам. Общая мощность их 600—620 *м*. Эрозионная поверхность девона в целом полого погружается на юго-восток, в сторону Днепровско-Донецкой впадины, причем величина падения составляет около 1 *м* на 1 *км*. В то же время слои девона примерно с тем же уклоном погружаются в северо-восточном направлении в сторону Московской синеклизы. Поверхность девона неровная: поднятия (выступы) чередуются с понижениями (депрессиями или прогибами). Мы склонны рассматривать наиболее крупные понижения (депрессии) и поднятия в кровле девона как результат тектонических движений. Наиболее глубокое понижение в виде прогиба находится в районе с. Жарыни (абсолютная отметка кровли девона 44 *м*).

Юрские (келловейские) глины мощностью от 30 до 78,8 *м* (максимальная в с. Жарыни) содержат обильную ископаемую фауну. Местами наблюдаются и прослои известняков (ракушечников). Меловые отложения относятся к нижнему отделу (неоком и альб) и верхнему отделу (сеноман, турон, коньяк-сантон). Представлены глинами, глауконитово-кварцевыми песками, мелом, опоками; суммарная мощность их достигает 50—60 *м*.

Мезозойские отложения полого погружаются на юго-запад, причем величина погружения составляет несколько меньше 1 *м* на 1 *км*. В связи с этим подошва туронских отложений в средней части Асельской гряды (дер. Мирошки) лежит на абсолютной высоте около 170 *м*, а в пределах Кочевской гряды — около 155 *м* (см. рис. 2). На дневную

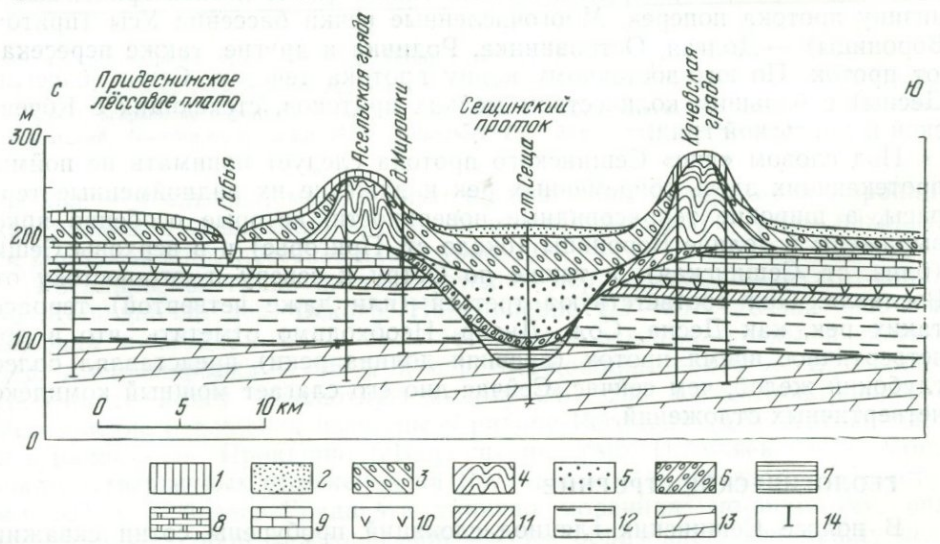


Рис. 2. Схематический геологический разрез района Сещинских гляциодислокаций по линии *А—Б* (см. рис. 3)

Вертикальный масштаб в 60 раз больше горизонтального

1 — покровные (лёссовидные) суглинки (prQ_{II-III}); *2* — надморенные водно-ледниковые отложения — пески ($fglQ_{IIdn}$); *3* — морена днепровского оледенения — валунные суглинки (glQ_{IIdn}); *4* — дислоцированные юрские, неокомские, альб-сеноманские, туронские, коньякско-сантонские и полтавские отложения (характер их смятия показан на рис. 4); *5* — водно-ледниковые отложения, залегающие между окской и днепровской моренами,— пески, суглинки, глины ($fglQ_{I-II ok} — dn$); *6* — морена окского оледенения — валунные суглинки (glQ_{Iok}); *7* — доокские озерные отложения — суглинки (lQ_I); *8* — коньякский и сантонский ярусы — опоки ($Cr_2cn — st$); *9* — туронский ярус — мел (Cr_2t); *10* — альбский и сеноманский ярусы — глауконитово-кварцевые пески, в верхней части с прослоем фосфоритов ($Cr_{1-2}al — cm$); *11* — неокомский надъярус — глины (Cr_1n); *12* — келловейский ярус — темно-серые глины с обильными остатками фауны (J_3cl); *13* — фаменский ярус — доломиты и известняки (D_3fm); *14* — буровые скважины

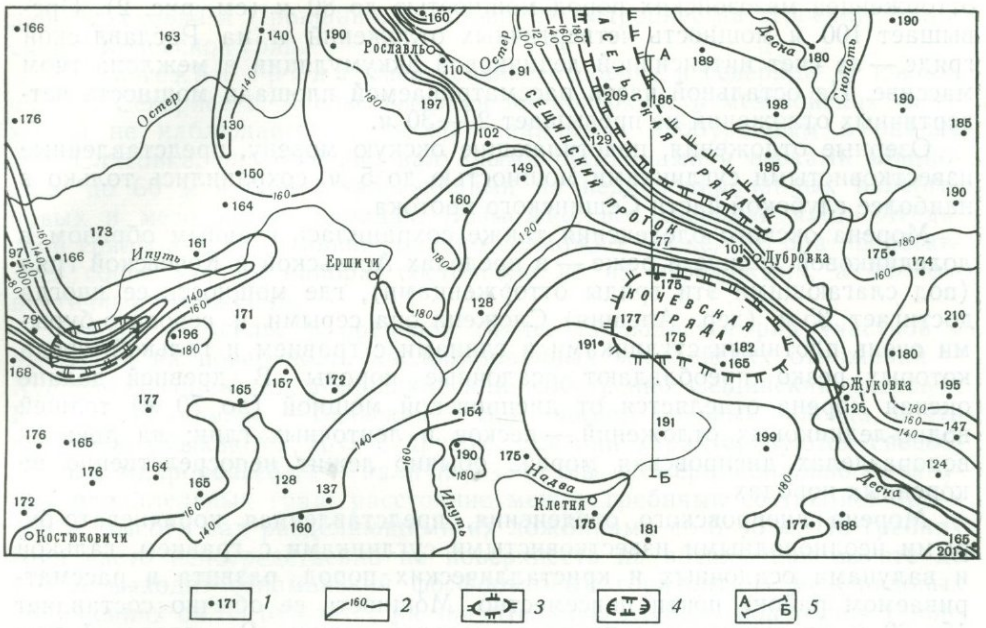


Рис. 3. Гипсометрическая схема поверхности дочетвертичных отложений района Сещинских гляциодислокаций и гляциодислокации у деревень Недведь и Мыслевщина

1 — абсолютная высота (в *м*) кровли дочетвертичных отложений (по скважинам и обнажениям); *2* — изогипсы кровли дочетвертичных отложений (через 20 *м*); *3* — напорно-моренные гряды; *4* — участок гляциодислокации у дер. Недведь и Мыслевщина; *5* — линия геологического разреза (см. рис. 2)

поверхность недислоцированные мезозойские отложения не выходят, в смещенном состоянии на Асельской и Кочевской грядах они наблюдаются на абсолютной высоте до 260—270 *м*.

Палеогеновые отложения (полтавская свита) — пески, глины — сильно размыты. Встречаются в виде пятен (островов).

Четвертичные отложения лежат на неровной, глубоко расчлененной поверхности коренных пород (рис. 3), особенности рельефа которых сыграли большую роль в формировании Сещинских гляциодислокаций. Здесь выделяется глубокая древняя долина, унаследованная современным Сещинским протоком. Днище этой долины имеет абсолютную высоту менее 100 *м* (у ст. Сещинская — 77 *м*), а глубина врезания долины по отношению к прилегающему доледниковому водораздельному плато составляет около 100 *м*. В районе Рославля ширина долины достигает 10—12 *км*; к югу она постепенно уменьшается и южнее пос. Дуровка не превышает 2—3 *км*. С юго-запада в главную доледниковую долину открывается ложбина, унаследованная современной долиной Вороницы.

В строении четвертичного покрова участвуют морены трех оледенений — окского, днепровского и московского — с подстилающими, разделяющими и покрывающими их водно-ледниковыми и озерно-болотными отложениями; в речных долинах развиты пойма и три надпойменные террасы, сформировавшиеся в средне- и верхнечетвертичное время, а на водоразделах — покровные лёссовидные суглинки.

Строение и мощность четвертичного покрова в большой степени зависят от доледникового рельефа. Наибольшая мощность (до 130 *м*) наблюдается в пределах главной доледниковой долины (Сещинского протока). Весьма значительна она также на Асельской и Кочевской грядах, где достигает 80—100 *м* и более (дер. Алешня на Кочевской гряде — 127 *м*) за счет включения в толщу четвертичных отложений

отторженцев мезозойских пород мощностью до 80 *м* (см. рис. 2). Превышает 100 *м* мощность четвертичных отложений и на Рославльской гряде — за счет интенсивной ледниковой аккумуляции в межлопастном массиве. На остальной части рассматриваемой площади мощность четвертичных отложений не превышает 20—30 *м*.

Озерные отложения, подстилающие окскую морену, представленные известковистыми суглинками мощностью до 5 *м*, сохранились только в наиболее глубокой части Сещинского протока.

Морена окского оледенения также сохранилась главным образом в доледниковой долине и реже — в пределах Асельской и Кочевской гряд (под слагающими эти гряды отторженцами), где мощность ее иногда достигает 35 *м* (дер. Алешня). Сложена она серыми и серовато-бурыми очень плотными суглинками и глинами с гравием и галькой, среди которых резко преобладают осадочные породы. В древней долине окская морена отделяется от днепровской мощной (до 70 *м*) толщей водно-ледниковых отложений — песков и ленточных глин; на древних водоразделах днепровская морена обычно лежит непосредственно на коренных породах.

Морена днепровского оледенения, представленная коричневато-бурыми неоднородными известковистыми суглинками с гравием, галькой и валунами осадочных и кристаллических пород, развита в рассматриваемом районе почти повсеместно. Мощность ее обычно составляет 15—20 *м*, увеличиваясь в пределах древней долины, Рославльской гряды и в северной части Асельской гряды до 40—50 *м*. В пределах большей части Асельской гряды (южнее с. Аселье) и на Кочевской гряде днепровской морене соответствуют громадные отторженцы из дислоцированных мезозойских, палеогеновых и нижнечетвертичных отложений, залегающие на окской морене или непосредственно на верхнемеловых породах и перекрытые только покровными суглинками и изредка — маломощным плащом аккумулятивной морены (см. рис. 2).

На большей части рассматриваемого района днепровская морена покрыта только водно-ледниковыми отложениями времени отступания днепровского ледника (пески мощностью до 5—6 *м*) или покровными лёссовидными суглинками (такой же мощности).

В северо-западной части района развита московская морена, выстилающая днище Сещинского протока плащом мощностью до 15—20 *м* и слагающая значительную часть Рославльской гряды (где мощность ее превышает 60 *м*). Возможно, что она участвует и в строении северной части Асельской гряды.

Московская морена отделяется от днепровской водно-ледниковыми отложениями мощностью до 15—20 *м* (пески с подчиненными прослоями суглинков и глин), а в северной части Сещинского протока — мощными (до 40 *м*) озерными отложениями одинцовского межледниковья, вскрытыми скважинами в дер. Кириллы и пос. Подруднянском (Шик, 1959). Покрывается московская морена водно-ледниковыми отложениями (мощностью до 6—8 *м*) или покровными лёссовидными суглинками, мощность которых обычно составляет 4—6 *м*, но иногда 10—12 *м*. В отдельных пунктах (дер. Дубравы и др.) под покровными суглинками встречены погребенные торфяники микулинского межледниковья.

В рассматриваемом районе гляциодислокации различного типа развиты на площади около 2000 *км*^{2}, которая, помимо Асельской и Кочевской гряд, включает пункты с выходами на поверхность дислоцированных мезозойских отложений (Лотовиново, Прокшино, Алтуховка, Осавик, Луги, Лахи, Байгоры, Загорье и др.). Природа этих гляциодислокаций недостаточно изучена; часть из них представляет собой отторженцы, но в некоторых случаях может иметь место и смятие пород без отрыва от основания; особенно вероятно это для дислокаций у

дер. Алтуховка и Прокшино. Остановимся подробнее на строении Асельской и Кочевской гряд.

Асельская гряда имеет разное строение в северной и южной частях. Севернее с. Аселье выходов на поверхность мезозойских отложений не наблюдается; судя по скважинам, пробуренным в районе дер. Слаговка, она сложена валунными суглинками и песками мощностью до 60 *м* и более, залегающими на недислоцированных палеогеновых и мезозойских породах. Возможно, вся северная часть Асельской гряды аккумулятивная; однако возможно также, что она представляет собой морену напора, состоящую не из мезозойских, а из четвертичных отложений.

Южнее с. Аселье в пределах гряды наблюдается ряд участков с выходами на поверхность дислоцированных мезозойских отложений — Хурцево-Несоновский, Мирошкинский, собственно Сещинский (деревни Радичи — Гавринка — Бельская), Зимницкий, которые иногда почти вплотную смыкаются друг с другом. Все они характеризуются своеобразным микрорельефом — наличием системы субмеридионально вытянутых параллельных гряд; расстояние между гребнями составляет 150—200 *м*, высота над разделяющими их ложбинами до 5—6 *м*. На гребнях гряд часто непосредственно на поверхность на абсолютной высоте до 270 *м* выходит сеноманский фосфоритовый горизонт. В межгрядовых понижениях он погружается на значительную глубину под толщу туронских, коньяк-сантонских, а иногда еще более молодых отложений. Таким образом, наблюдающиеся в рельефе гряды представляют собой морфологическое отражение (в сглаженном виде) системы параллельных складок, в которые здесь смяты мезозойские породы.

Фосфоритовые пласты, залегающие на гребнях складок на небольшой глубине, длительное время разрабатывались, так что старые «зарои» часто позволяют проследить складки и на тех участках, где они плохо выражены в рельефе (часто на расстоянии 2—3 *км* и более).

Лучше всего характер дислокаций изучен на Мирошкинском участке, где по данным разведки, проведенной З. П. Рычаговой в 1955 г., можно достаточно ясно восстановить характер дислокаций. Как видно на составленном по этим данным разрезе (рис. 4), в дислокациях участвуют сеноманские, туронские, коньяк-сантонские, палеогеновые и нижнечетвертичные отложения; отдельные более глубокие скважины, пробуренные на этом же участке в 1952 г. при геологической съемке, проводившейся под руководством С. М. Шика, показывают, что согласно с сеноманом дислоцированы и залегающие ниже альбские, неокомские и юрские отложения. Амплитуда складок достигает 30—40 *м* и в 6—8 раз превышает амплитуду выраженных в рельефе гряд; падение пород на крыльях складок колеблется от 16 до 36°.

По имеющимся данным, примерно аналогичный характер имеют дислокации и на других участках; отмечавшееся местами наличие слоев с более крутым падением, поставленных на «голову» и запрокинутых, как нам кажется, требует проверки.

Глубокая скважина, пробуренная в 1952 г. в дер. Мирошки, под дислоцированными породами вскрыла морену мощностью 7,4 *м*, а ниже — меловые, юрские и девонские породы, залегающие на обычной для этого района высоте. Скважины на воду, пробуренные в последнее время на Асельской гряде в деревнях Хорошково, Ивашково, Сеславль, Лучи, под аномально высоко залегающими юрскими отложениями мощностью до 76 *м* вскрыли нормальный разрез меловых, юрских и девонских отложений, подтвердив тем самым, что слагающие Асельскую гряду дислоцированные мезозойские отложения представляют собой очень крупный отторженец. По всем скважинам отмечается налегание входящих в состав отторженца темно-серых глин (юры) непосредственно на верхний мел; по-видимому, подстилающая отторженец

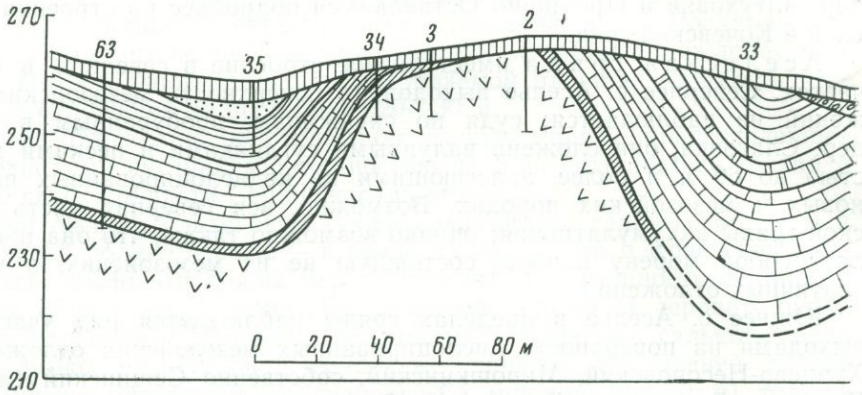


Рис. 4. Характер смятия мезозойских отложений в отторженце, слагающем Асельскую гряду в районе дер. Мирошки (по материалам З. П. Рычаговой, 1955 г.) Вертикальный масштаб в 2 раза больше горизонтального

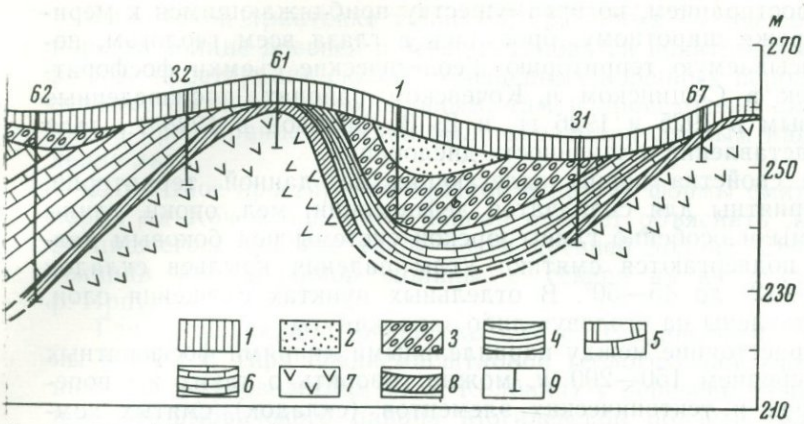
морена, вскрытая в дер. Мирошки, распространена ограниченно, хотя, возможно, местами она из-за очень плохого качества документации не отделена от юрских глин. Следует отметить, что мощность входящих в состав отторженца юрских глин иногда превышает обычную для этого района (50—60 *м*), что объясняется, вероятно, «выдавливанием» глины при ее смятии.

В пределах Кочевской гряды выходы на поверхность дислоцированных мезозойских отложений наблюдаются только в западной части, в районе Старой и Новой Кочевы. Район этот сравнительно невысокий. Абсолютные отметки высот около Старой Кочевы — 230 *м*, около Новой Кочевы — 220 *м*. Рельеф здесь волнистый, особенно южнее дер. Старая Кочева. Состоит он в основном из системы параллельных, вытянутых в широтном направлении гряд и холмов, разделенных параллельными лощинами.

Все меловые отложения — опока, мел и глауконитово-кварцевые пески с фосфоритовыми слоями, а также юрские глины здесь смещены. Основной чертой этого смещения является многократная повторяемость структурных форм, дающих северное падение и широтное простирание у подходящих во многих местах к поверхности земли сеноманских фосфоритных слоев (нормально в этом районе сеноманский фосфоритовый горизонт лежит на абс. высоте 150—160 *м*). Разработки фосфоритовых слоев здесь дают линии «зароев» широтного направления или близкого к широтному. Линии «зароев» фосфоритных разработок, вытянутые с запада на восток, параллельны. Находятся они на расстоянии 150—200 *м*.

До последнего времени на Кочевской гряде не было глубоких скважин, в связи с чем вопрос о характере дислокаций в этом районе оставался дискуссионным; не было известно и строение восточной части гряды. В последние годы здесь пробурен ряд скважин на воду (деревни Жабово, Алешенка, Герасимовка, Жукова, Серпеевка, Алешня), в которых под слагающими гряду темно-серыми юрскими глинами мощностью 23—79 *м* вскрыт нормальный разрез меловых, юрских и девонских отложений. Таким образом, оказалось, что на Кочевской гряде, как и на Асельской, дислоцированные мезозойские отложения образуют очень крупный отторженец.

Как и на Асельской гряде, в большинстве скважин морена в основании отторженца не отмечается; на недостаточную достоверность этих данных нами уже указывалось.



1 — покровные (лёссовидные) суглинки (*prQп–ш*); *2* — водно-ледниковые отложения — пески (*fgIQ*I?); *3* — морена — валунные суглинки (*gIQ*I?); *4* — полтавская свита — пески, глины (Pg_3pl); *5* — коньякский и сантонский ярусы — опоки (Cr_2cn — st); *6* — туронский ярус — мел (Cr_2t); *7* — сеноманский ярус — глауконитово-кварцевые пески (Cr_2cm); *8* — фосфоритовый горизонт сеноманского яруса; *9* — буровые скважины

Очень интересна буровая на воду скважина в дер. Алешня, на одной из самых высоких точек Кочевской гряды (280 *м*). В ней описана такая последовательность пород:

	Мощность слоя, *м*	Глубина подошвы, *м*
Суглинок плотный с галькой и валунами	14	14
Мел трещиноватый	5	19
Глина темно-серая, плотная (юрская)	16	35
Суглинок с включением обломочных пород до 30%	14	49
Глина темно-серая, плотная (юрская)	41	90
Суглинок с галькой и валунами	35	125
Песок крупнозернистый	2	127
Мел опесчаненный	5	132
Песок с фосфоритами	5	137
Глина темно-серая, плотная (юрская)	57	194
Известняки, доломиты	36	230

Таким образом, здесь, как и в Мирошках, отторженец подстилается мореной; кроме того, сам отторженец «двухэтажный». Можно думать, что наиболее высокая часть Кочевской гряды возникла путем повторного «надвига» какой-то части образовавшегося ранее отторженца при оцилляции края ледника.

Природу и характер смещений мезозойских и кайнозойских отложений в полосе Сещинских гляциодислокаций теоретически мы представляем себе в следующем виде. Так как на интересующей нас территории действовали силы, направленные тангенциально, и силы эти поверхностные (давление ледниковых масс), то в результате их должно происходить: 1) общее сокращение площади поверхности пластов пород; 2) затухание деформаций в сторону от поверхности приложения тангенциальных сил; 3) образование «складок течения» с отчетливой линейностью складок в плане при длине, во много раз превышающей их ширину; 4) в складках — любые углы наклона осевых поверхностей, поэтому и складки должны быть разной формы: наклонные, лежачие и опрокинутые; 5) смятые породы могли быть перенесены на значительные расстояния. Эти теоретические выводы подтверждаются наблюденными фактами и явлениями в описываемом районе.

Во всех крупных дислоцированных районах Сещинской полосы мы наблюдаем складчатое смещение. Линейная выдержанность смещений

(складок) с простиранием, по преимуществу приближающимся к меридиональному, реже широтному, бросалась в глаза всем геологам, посещавшим описываемую территорию. Геодезические съемки фосфоритных разработок в Сещинском и Кочевском районах, произведенные Д. Н. Тарасовым в 1925 и 1926 гг. и Е. В. Орловой в 1928 г., дали наглядное представление о линейности дислокаций.

Физические свойства пород, залегающих на данной территории, вполне благоприятны для складчатой деформации: мел, опоки, глины меловой системы и особенно глины юрской системы под боковым давлением легко подвергаются смятию. Углы падения крыльев складок разные: от 10—12° до 45—50°. В отдельных пунктах смещения слои, возможно, поставлены на «голову» либо запрокинуты.

Поскольку расстояние между параллельными линиями фосфоритных разработок в среднем 150—200 *м*, можно говорить о таких же поперечных размерах и тектонических элементов (складок) смятых комплексов пород. Длина складчато-смятых пород во много раз превосходит их ширину. На планах разработок отдельные линии фосфоритных зароев имеют длину от 2—3 *км*. Разрывы и надвиги крыльев складок в обнажениях (по долинам рек) наблюдались редко. Абсолютные отметки выходов смятых пород колеблются в больших пределах. Так, слои фосфоритов в Сещинском, Мирошкинском и Кочевском районах выходят на абсолютных отметках 200—260 *м* и более. Затронутые смещением юрские глины обычно залегают на более низких абсолютных отметках, не превышающих 240 *м*.

В полосе Сещинского протока, согласно данным глубоких скважин на ст. Сещинская, в пос. Подруднянский, с. Лахи, районном центре Дубровка, меловые отложения отсутствуют. Эти отложения частично разрушены и размыты еще в дочетвертичное время, но в основном они захвачены и вынесены отсюда ледником. На большом пространстве отсутствуют в Сещинском протоке и юрские глины. На более высоких дислоцированных участках покровными породами являются лёссовидные суглинки, нередко подстилаемые флювиогляциальными песками. Кстати сказать, то же самое мы имеем и в полосе Каневских дислокаций. Закономерность эта заслуживает особого внимания.

Нынешний Сещинский проток, обрамленный высокими грядами — Рославльской, Асельской и Кочевской, унаследовал скорее всего существовавшую здесь древнюю дочетвертичную долину реки, высокие берега которой слагались юрскими и меловыми отложениями. При наступании наиболее древнего, окского, оледенения лед, по-видимому, уже ослабленный, хотя и вошел в древнюю дочетвертичную Сещинскую долину, но скорее всего смещений не произвел. Окский ледник оставил здесь местами донную морену и флювиогляциальные пески.

По-другому должен был вести себя днепровский ледник. Как известно, он имел максимальное продвижение на Русской равнине. Его языки первыми появились в долинах Десны, Ипути и пра-Сещи — Сещинском протоке. Когда язык ледника Сещинского протока дошел до суженного участка долины, его движение замедлилось, хотя напор льда оставался по-прежнему очень сильным. На пути продвигавшегося льда было и еще одно препятствие. Как известно, р. Сеща впадает в Десну. По Десне также двигался лед. Деснинский ледниковый язык преградил путь движению льда Сещинского потока. С момента стыка Деснинского и Сещинского ледниковых языков в долине Сещи происходило все большее и большее скопление льда и усиливалось его давление на береговые части долины Сещи, а также ее притоков. И тогда из долины пра-Сещи лед стал продвигаться по долинам речек, впадающих в пра-Сещу. Своим давлением на берега он срывал со склонов громадные массы коренных пород, сминал и сдвигал их на прилежащие участки водораздельного плато.

При такой трактовке вопросов, связанных со смещением коренных пород в долине древней р. Сеща, становятся понятными и объяснимыми разные простирания складок смещенных коренных пород. Где давление ледника было особенно сильным, там и происходило складкообразование, а простирание складок было перпендикулярным направлению давления льда.

Широтное простирание складок и другие формы смятия и смещения пород на Кочевской гряде напора следует объяснить давлением льда, скопившегося в более узкой части древней долины Сещи, при его оттекании из указанной долины с севера на юг в сторону долины р. Ирпуть.

Гляциодислокации, очень сходные со Сещинскими, были обнаружены в 1963 г. (при среднемасштабной геологической съемке, проводившейся под руководством Г. С. Колбика) у деревень Недведь и Мыслевщина Климовичского района Могилевской области БССР, у истоков р. Ипуть, в 100 *км* западнее Сещинских гляциодислокаций (предположение о наличии в этом районе гляциодислокаций высказывалось еще в 1937 г. М. Г. Эткиным).

Дислоцированный участок занимает площадь около 150 *км*^{2}, несколько вытянут с ЗЮЗ на ВСВ и возвышается под окружающей зандровой равниной днепровского оледенения на 20—30 *м*. В его пределах наблюдается четыре пологих гряды, также вытянутых с ЗЮЗ на ВСВ, длиной 12—15 *км* при ширине 3—4 *км*. Абсолютная высота гряд достигает 210—215 *м* (обычно около 205 *м*), в то время как днища разделяющих их понижений имеют абсолютную высоту около 195 *м*. Две северные гряды осложнены системой параллельных грядок, ориентированных почти строго меридионально (примерно перпендикулярно простиранию основных гряд). Как и в пределах Сещинских гляциодислокаций, расстояния между гребнями грядок здесь составляют 150—200 *м*, а превышения над разделяющими их ложбинами — 4—5 *м*.

Дислокации у дер. Мыслевщина, как и Сещинские, связаны с древней погребенной долиной (см. рис. 3), прорезающей всю толщу меловых пород и врезанной в юрские глины, но в отличие от Сещинского протока совершенно не выраженной в современном рельефе. Днище ее лежит на абсолютной высоте ниже 80 *м*, а глубина врезания по отношению к доледниковому водораздельному плато превышает 80 *м*. Как весь дислоцированный участок, так и выделяющиеся в его пределах крупные пологие гряды вытянуты вдоль долины. Однако в отличие от Сещинского района, где дислоцированные участки располагаются по обе стороны от долины, здесь дислоцированный участок приурочен к самой долине, а мелкие гряды, отражающие складчатость мезозойских отложений, ориентированы не параллельно, а почти перпендикулярно простиранию основных гряд (гораздо более пологих, чем в Сещинском районе).

Скважина, заложенная в 1,5 *км* севернее дер. Мыслевщина (на борту древней долины) на абсолютной высоте около 205 *м*, вскрыла следующий разрез:

	Мощность слоя, *м*	Глубина подошвы, *м*
Суглинок бурый с галькой и валунами	8,0	8,0
Глина темно-серая, известковистая, с большим количеством остатков фауны	44,9	52,9
Мергель и мел, в основании опесчаненный	51,1	104,0
Песок глауконитово-кварцевый, с фосфоритами	15,5	119,5
Глина темно-серая, известковистая, с большим количеством остатков фауны	44,5	164,0
Известняки доломитизированные и доломиты с прослоями глин	52,5	216,4

Таким образом, слагающие дислоцированный район юрские отложения на борту древней долины, как и в Сещинском районе, надвинуты на верхнемеловые породы и приподняты примерно на 120 *м*.

Скважина, пробуренная в самой дер. Мыслевщина, в пределах древней долины, на абсолютной высоте около 200 *м*, вскрыла следующий разрез:

	Мощность слоя, *м*	Глубина подошвы, *м*
Суглинок серовато-бурый с галькой изверженных и местных пород	10,0	10,0
Мергель и мел, в основании опесчаненный	53,0	63,0
Песок глауконитово-кварцевый с фосфоритами . . .	14,0	77,0
Песок серый, глинистый, с прослоем песчаника (0,2 *м*)	12,5	89,5
Глина темно-серая, известковистая, с большим количеством остатков фауны	27,1	116,6

Таким образом, забой скважины, находящийся на абсолютной высоте около 83 *м*, не вышел из слагающих отторженец мезозойских отложений, которые, выполняя древнюю долину, лежат здесь на 40 *м* выше своего нормального залегания, но на 80 *м* ниже, чем на борту долины.

Приведенные данные о геологическом строении участка гляциодислокаций у дер. Мыслевщина позволяют считать, что образование их связано с языком днепровского ледника, двигавшегося с запада вверх по древней долине и на ее изогнутом участке сдвинувшего большую массу мезозойских отложений фронтально, вдоль долины. При этом «крылья» отторженца, надвинутые на борта древней долины, были приподняты гораздо выше, чем его средняя часть, оставшаяся в пределах долины; в результате образовались крупные, но очень пологие складки с простиранием, параллельным древней долине, выраженные в современном рельефе в виде крупных пологих гряд. В то же время под действием давления ледника образовалась система мелких складок, ориентированных в субмеридиональном направлении — перпендикулярно направлению фронтального давления. Амплитуда этих мелких складок не известна; учитывая, что их горизонтальные размеры аналогичны таковым Сещинских дислокаций, можно думать, что и амплитуда их имеет тот же порядок (первые десятки метров).

Если наши представления о генезисе гляциодислокаций в районе дер. Мыслевщина справедливы, они определенно указывают на то, что древняя долина существовала здесь к началу днепровского оледенения, а не возникла в результате ледниковой экзарации.

ЛИТЕРАТУРА

Вернадский В. И. О фосфоритах Смоленской губернии.— Труды Вольн. экон. об-ва, 1888, № 11.

Жирмунский А. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 44, с.-з. четверть. М., 1928.

Жирмунский А. М. Фосфоритовые залежи Сещинского района.— Фосфоритовые руды СССР, кн. IV. Труды НИУ, 1931, вып. 75.

Иванов А. П. и др. Фосфоритовые отложения Брянского уезда Орловской губернии.— Труды Комиссии по исслед. фосфоритов, 1914, т. VI.

Иванов А. П. Фосфоритовые отложения Рославльского уезда Смоленской губернии.— Труды Комиссии по исслед. фосфоритов, 1915, т. VII.

Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Исследование фосфоритовых отложений в Сещинском районе Рославльского уезда Смоленской губернии.— «Экономическая жизнь», 1925, № 1—2

Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Очерк гидрогеологии колодезных вод Рославльской пригородной волости. Смоленск, 1927.

Костюкевич-Тизенгаузен А. В. К вопросу о горно-геологической разведке в районе Русановской магнитной аномалии.— Хозяйство и культура. Смоленск, 1931.

Лигронцевич Е. Ф. Месторождение мела близ д. Лотовиново Рославльского района.— В сб. «Геология», вып. 2. Смоленск, 1935.
Мейондорф А. К. Опыт прикладной геологии преимущественно северного бассейна Европейской России. СПб., 1849.
Москвитин А. И. Происхождение и возраст Вышневолоцко-Новоторжского вала.— Бюлл. МОИП, отдел геол., 1938, № 3.
Орлова Е. В. Предварительные данные промразведки фосфоритов Сещинского района.— Фосфоритовые руды СССР, т. IV. Труды НИУ, 1931, вып. 75.
Погуляев Д. И. Прокшинское месторождение мела.— В сб. «Геология», вып. 1. Смоленск, 1934.
Погуляев Д. И. Сещинские гляциодислокации.— Ученые зап. Смоленск. пед. ин-та, 1956, вып. 3.
Резниченко В. Природа Каневских дислокаций.— Изв. Укр. геол. ком-та, 1925, вып. 4.
Резниченко В. Район Каневских дислокаций в Среднем Приднепровье.— Путеводитель II конф. АИЧПЕ, 1932.
Соболев Д. Н. О гляциодислокациях.— Труды II конф. АИЧПЕ, вып. 2, 1933.
Хименков В. Г. Некоторые типы ледниковых дислокаций в Подмосковном крае.— Труды II конф. АИЧПЕ, вып. 2, 1933.
Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1959 г., № 23.
Шик С. М. Новые данные по геологии северной части Брянской области.— Материалы по геол. и полезным ископ. центральных районов Европейской части СССР, вып. 3. М., 1960.

ГРАНИЦЫ МАКСИМАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЕДНИКОВ МОСКОВСКОЙ СТАДИИ И ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БЕЛОРУССИИ И СМОЛЕНСКОЙ ОБЛАСТИ И ИХ КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

И. Н. САЛОВ

Граница распространения московского ледника на территории Белоруссии проводится весьма различно. Нет единства мнений и в отношении его ранга. Большинство исследователей считают московское оледенение самостоятельным, другие (Л. Н. Вознячук, Л. Т. Пузанов, И. Н. Салов) — рассматривают его как стадию днепровского. Г. И. Горецкий в сожском (московском) оледенении выделяет две стадии — первую и вторую.

А. И. Москвитин (1954) границу московского оледения проводит «через изгибы Днепра у г. Рогачева и Славгорода (б. Пропойска)», к югу от Речицы, где она образует «слабовыгнутую дугу — некоторое подобие Днепровского языка максимального оледенения», на западе Белоруссии — примерно в 80—90 *км* южнее г. Брест.

М. М. Цапенко (Цапенко, Махнач, 1959) границу распространения второго среднеантропогенового (московского) ледника ведет через Малориту, Хомск, Пинск, Туров, Лельчицы, Овручскую возвышенность, Чернобыль, а затем на Новозыбков.

А. А. Маккавеев (1959) показывает московскую морену между городами Речица и Калинковичи, у оз. Червоное, Ганцевичи, Кобрин и у г. Владимир-Волынский (УССР).

Н. А. Корина, Н. С. Чеботарева, С. М. Шик (1962) проводят границу московского оледенения через район Бреста к г. Мозырь, севернее Гомеля, южнее Рославля.

Е. П. Заррина и И. И. Краснов (1965) границу московского оледенения ведут северо-западнее Бреста, по южной окраине Волковысской и Новогрудской возвышенностей, севернее г. Старобин, южнее г. Бобруйск, севернее городов Гомель и Калинковичи, а оттуда к юго-востоку от г. Рославль.

Л. Н. Вознячук (1961) границу распространения московской, или северополесской, стадии днепровского оледенения проводил по линии г. Каменец, близ городов Пружаны, Бронная Гора, Коссово, Бытень, южнее городов Барановичи, Красная Слобода, Погост, Пасека, район Бобруйска, несколько южнее Могилева, близ Славгорода, севернее г. Климовичи и далее в район Рославля. Позднее (1967) он несколько изменил эту границу, проводя ее севернее Каменца, через верховья р. Ясельда к г. Береза, а оттуда к северу от Баранович. Далее граница совпадает с предыдущим вариантом, но в районе Могилева она проходит севернее города и, не спускаясь к Славгороду, идет севернее Кричева и в район Рославля.

Б. Н. Гурский (1967) считает максимальной стадией распространения сожского (московского) оледенения славгородскую. Краевые образования этой стадии он прослеживает от ст. Гобики к с. Шумячи (Смоленская область), близ городов Кричев, Славгород, Быхов, Бобруйск, Слуцк, южнее Баранович и Слонима, у Волковыска.

Одни из приведенных вариантов границы довольно близки, другие — расположены на значительном расстоянии. Расстояние между северными и южными вариантами границ на западе и востоке Белоруссии достигает 100—110 *км* и более, а в центральной ее части — 210 *км*. Такие большие расхождения границ московского ледника объясняются тем, что возраст «одинцовских», рославльских межледниковых отложений трактуется неоднозначно и при проведении границы условия залегания межледниковых отложений по ту и другую ее стороны не учитываются, а главное значение придается геоморфологическим данным. В связи с этим для проведения границы московского ледника и выяснения его ранга решающее значение приобретает определение возраста рославльских межледниковых отложений.

После того, как С. М. Шиком (1957) было доказано залегание между верхней и средней моренами центральной части Смоленской области, в бассейнах Верхнего Днепра и Верхней Десны, межледниковых отложений у н. п. Кириллы, Подруднянский, Беломир, Максименки, представление о самостоятельности московского оледенения стало господствующим. Ранее известные межстадиальные отложения (Красный Бор, Ильинское и др.), залегающие в одинаковых стратиграфических условиях с межледниковыми, стали рассматриваться как осадки времени «красноборского» похолодания (Гричук, 1961). Межледниковые отложения, залегающие между указанными моренами, получили название одинцовских или рославльских.

Позже, однако, оказалось, что рославльские межледниковые отложения между границей валдайского оледенения и северным вариантом границы московского ледника (Вознячук, 1967) залегают то под одним моренным горизонтом (деревни Максименки, Беломир, Кириллы, Хмельники и др.), то под двумя горизонтами морены (деревни Щекотово, Максино, Борки). В этой же области известны разрезы, в которых лихвинские межледниковые отложения залегают под одним (деревни Гридино, Кульбакино, Лаперовичи, Гребенка, Заборье, Жидовщизна и др.) или двумя (деревни Дроновка, Полыковичи) моренными горизонтами.

Залегание разновозрастных межледниковых отложений в одинаковых стратиграфических условиях, а одновозрастных в различных условиях — следствие неполноты геологической летописи, проявляющейся в выпадении из разреза горизонтов морен и межморенных отложений. Кроме того, у исследователей нет надежных критериев для датировки моренных горизонтов, если между ними залегают флювиогляциальные отложения, в частности грубозернистые пески с гравием и галькой. Отсюда вытекает вывод, что датирование моренных горизонтов по их стратиграфическому положению в разрезе («верхний», «средний», «ниж-

ний») часто не соответствует их действительному возрасту, а потому может стать причиной неправильных стратиграфических построений.

Из сказанного вовсе не следует, что условия залегания не играют никакой роли в определении возраста отложений. Наоборот, неполнота геологической летописи выдвигает как непременное требование выяснение истинного возраста межледниковых отложений. Для этого необходимо установить соотношение данных отложений с ниже- и вышележащими палеонтологически охарактеризованными осадками. В разрезе Борки (Пружанский район Брестской области) рославльские межледниковые отложения залегают под двумя моренами, разделенными межстадиальными отложениями; следовательно, их возраст определяется как доднепровский. Под двумя моренами эти отложения встречены в дер. Шекотово (Горецкий район Могилевской области), в районе г. Москвы (б. дер. Максино). Известны разрезы, где эти отложения залегают под днепровской мореной (дер. Бибирево близ г. Иваново, г. п. Старобин и др.).

Последнепровский возраст рославльских межледниковых отложений не находит подтверждения в стратиграфии лёссов Украины. На севере Украины над днепровским горизонтом (морена, лёсс или водно-ледниковые отложения) залегает кайдакская ископаемая почва (Веклич, 1965), представленная подзолистыми, серыми лесными почвами, а на юге черноземом. Выше залегает тясминский горизонт — лёссы и нелёссовые отложения мощностью 0,5—4,0 *м*. Кайдакская почва и тясминский горизонт встречаются нечасто. Над тясминским горизонтом, а местами непосредственно на кайдакской ископаемой почве залегает прилукская (микулинская) ископаемая почва. Исходя из стратиграфических соотношений, следовало бы считать, что кайдакская почва образовалась во время рославльского межледниковья. Однако в этом случае пришлось бы допустить одновременное произрастание в районе г. Рославль сосново-широколиственных лесов, а в 350—400 *км* к югу в лесостепной Украине — таежных лесов, что противоречит физико-географической зональности.

Принято считать, что каждому оледенению соответствует свой горизонт перигляциальных отложений и, в частности, лёссов. А. И. Москвитин (1957) полагает, что московское оледенение на севере Украины не вызвало образования особого горизонта лёсса, а привело лишь к образованию делювиально-солифлюкционных суглинков. Между тем, московское оледенение при любом варианте его границы всегда оказывается более значительным, чем валдайское, в течение которого на Украине возникла толща лёссов мощностью до 12 *м* (Величко, 1965). Эти данные также противоречат самостоятельности московского оледенения.

Межстадиальные отложения Красного Бора и отложения времени «красноборского» похолодания внутри рославльского межледниковья оказываются неодновозрастными. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Красного Бора свидетельствует об изменении растительности в направлении холод—тепло—холод, а «красноборского» похолодания — в направлении тепло—холод—тепло, т. е. принципиально иначе.

Приведенные данные не только свидетельствуют о доднепровском возрасте рославльских отложений, но и о стадиальном характере московского ледника. В этой связи время между днепровским оледенением и его московской стадией должно отвечать интерстадиалу. Характер пыльцы из древнеозерных отложений Одинцова (Чеботарева, 1949) и находки там костей овцебыка, лошади, мамонта (Меннер, 1930) не противоречат интерстадиальному возрасту одинцовских слоев.

Для уточнения стратиграфического положения рославльских осадков обратимся к анализу доднепровских отложений Украины.

По данным М. Ф. Веклича (1965), ниже днепровского горизонта залегает потягайловская погребенная почва: на севере Украины — черноземовидная, на юге — коричневая или красно-бурая. Ниже залегает маломощный (0,4—1,5 *м*) орельский лёсс, который подстилает завадовская почва. На севере она представлена серыми лесными почвами, оподзоленными и луговыми черноземами, а в более южных частях Украины — коричневыми и красно-бурыми почвами. Эту почву подстилает тилигульский лёсс. Наличие орельского лёсса совершенно определенно свидетельствует о перигляциальных условиях. Его малая мощность указывает на непродолжительность этих условий. Орельский лёсс может соответствовать только похолоданию («красноборскому»), разделяющему глазовский и рославльский климатический оптимумы. Это похолодание целесообразно рассматривать как малое оледенение. Завадовская почва в этом случае будет по времени отвечать глазовскому климатическому оптимуму — первому рославльскому межледниковью, а потягайловская почва — рославльскому климатическому оптимуму — второму рославльскому межледниковью. Подстилающий завадовскую почву тилигульский лёсс образовался во время предшествующего оледенения, которое мы предлагаем называть остерским, так как впервые морена, подстилающая рославльские отложения, была встречена в бассейне р. Остер (пос. Подруднянский).

Следует отметить, что Л. Н. Вознячук (1965) и Л. Т. Пузанов (Вознячук, Пузанов, 1966, 1967) относят к рославльскому («беловежскому») межледниковью отложения, спорово-пыльцевые спектры которых, имея определенное сходство с рославльскими, существенно от них отличаются более мезофильным характером растительности во время климатических оптимумов, указывающим на мягкий и влажный климат (Неумываки, Узляны, Пашковичи, Ляхи, у г. Борисова, Жидини). По условиям залегания (под окской мореной и вышележащими лихвинскими осадками) они являются древнейшими межледниковыми отложениями северо-запада Русской равнины.

Таким образом, рославльские межледниковые отложения являются предднепровскими. Использование их для установления границы московской стадии осложняется неполнотой геологической летописи. Как уже отмечалось, к северу от варианта границы Л. Н. Вознячука они залегают не только под двумя, а чаще под одним горизонтом морены. Поэтому за границу стадии мы принимаем полосу краевых образований, южнее которой рославльские межледниковые отложения залегают только под одним горизонтом морены, а севернее ее имеются разрезы, где эти отложения залегают то под двумя, то под одним горизонтом морены. Этим условиям отвечает граница московской стадии, намеченная Л. Н. Вознячуком (1967). Южнее ее расположены разрезы Углы, Старобин, Шубичи, Сидоровичи, где рославльские отложения залегают под одной мореной. Последний пункт находится в долине, и, возможно, здесь верхний горизонт морены размыт, тогда граница должна проходить южнее, через район Славгорода, где Б. Н. Гурский (1967) проводит максимальную границу сожского оледенения.

На юге Смоленской области краевые образования московского ледника известны у деревень Аселье и Б. Кошкино (Рославльский район). Нами ранее (Салов, 1960) было высказано предположение о более южном распространении ледника. Оно получило подтверждение в работе В. А. Исаченкова (1965). Границу между холмисто-котловинным и плоским рельефом он проводит в районе ст. Сещинская (Брянская обл.), а границу максимального продвижения ледника ведет по линии дер. Аселье — ст. Сещинская — северное подножие Кочевской гряды — низовья р. Вороница и далее на запад вдоль долины р. Ипуть к г. Климовичи. Примерно также проводят здесь границу и Е. П. Заррина и И. И. Краснов (1965).

Ледник московской стадии сыграл значительную роль в формировании рельефа. Мощные накопления моренного материала, возникшие на выступах ложа, привели к увеличению площади и высоты ранее существовавших возвышенностей, которые стали для современной речной сети водоразделами. Нам представляется целесообразным называть зоны краевых образований, возникшие в пределах больших ледниковых лопастей, по бассейнам рек, для которых они стали водоразделами. На территории Смоленской области могут быть выделены следующие зоны краевых образований: 1) Ипутьско-Сожско-Остерско-Деснинская, 2) Днепровско-Деснинско-Сожская, 3) Днепровско-Деснинско-Угранская, 4) Днепровско-Вазузско-Угранская. В пределах этих больших лопастей существовали более мелкие лопасти, которые, в свою очередь, образовывали ледниковые языки. Наиболее интенсивная аккумуляция происходила в межлопастных и межъязыковых участках.

Чередование в пределах ледниковых лопастей участков краевых образований со значительными по площади полосами моренных равнин и полого-холмистого рельефа свидетельствует о прерывистом характере дегляциации, которая «протекала путем последовательного омертвения обширных периферических частей ледникового покрова» (Асеев, 1962). Такой характер дегляциации находит отражение и в строении краевых образований. Дистальная часть их представлена камами, камовыми террасами, участками холмисто-моренного рельефа, возникшими в мертвом трещиноватом льду. Крупный грядово-холмистый рельеф с насыпными и напорными конечными моренами, образовавшимися у активного края ледника, характерен для проксимальной части краевых образований. Отчетливо прослеживается связь краевых образований с ложбинами выпахивания (Горецкий, 1967, 1968), возникшими до московской стадии. Эта связь особенно хорошо видна на примере отступания ледниковой лопасти от района южнее Рославля к Смоленску (рис. 1).

В Сещинской ложбине ледникового выпахивания в фазу активного состояния льда возникли краевые образования у деревень Аселье и Б. Кошкино, причленившиеся к ранее существовавшим здесь Асельской и Рославльской грядам. Затем наступило омертвение большого участка льда и в 60 *км* к северу возник новый активный край, который был также, по-видимому, приурочен к ложбине выпахивания (дочетвертичная «Смоленская река» Д. И. Погуляева, «пра-Десна» С. М. Шика, 1960).

В это время возникли краевые образования по левобережью р. Хмара у сел. Белик и Шумаево. Последовавшее в дальнейшем новое омертвение участка льда привело к перемещению активного края ледника в большое понижение, расположенное к югу и юго-востоку от Смоленска. Центральная часть этого понижения занята Немыкарской ложбиной ледникового выпахивания (Горецкий, 1968). По периферии этого понижения возникли конечноморенные и другие краевые образования в районе Смоленска, Талашкина, Высокое, Рябцева, Добромина. Приуроченность активного края льда к ложбинам выпахивания указывает на большую роль в динамике ледника характера его ложа.

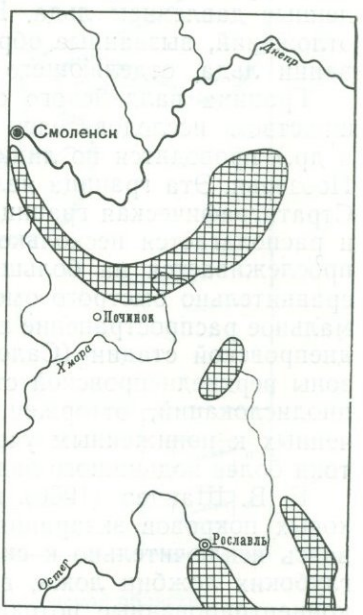


Рис. 1. Картосхема последовательного отступания ледниковой лопасти

Обращает на себя внимание очень сходная конфигурация участков долин рек Днепр, Остер, Хмара, имеющих вид больших меандр, обращенных выпуклой стороной к югу, к полосе краевых образований. Эту особенность указанных и некоторых других речных долин Смоленской области впервые отметил Д. И. Погуляев (1955, 1958) и объяснил ее обтеканием талыми водами ледникового языка во время его длительных остановок.

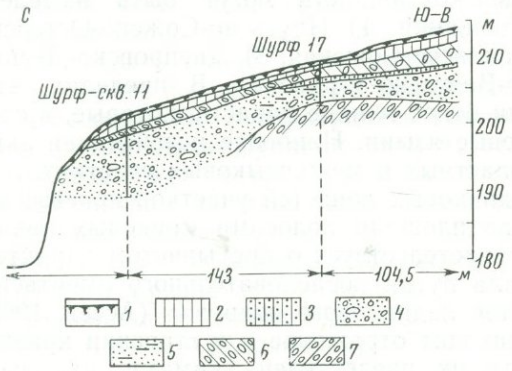


Рис. 2. Разрез камовой террасы — Рачевский карьер в Смоленске (по В. С. Еремеевой, 1952 г.)

1 — почва; *2* — суглинок лёссовидный; *3* — супесь пылеватая; *4* — песок с гравием, галькой и валунами; *5* — песок глинистый; *6* — суглинок валунный (московская морена); *7* — суглинок валунный (днепровская морена)

Среди краевых образований встречаются камовые террасы, возникшие в местах контакта ледника и высокого склона долины. Они слагаются песчано-гравийным материалом (рис. 2). В одних случаях камовые террасы перекрыты мореной, что свидетельствует об отложении их под нависающим карнизом из льда (Флинт, 1963), в других — лишены покрова морены, т. е. отложение происходило в открытых потоках. Камовые террасы известны в долине Днепра в Смоленске (Ямской и Рачевский карьеры), близ г. Дорогобуж, в долине р. Сож близ с. Талашкина. Камовые террасы представляют большой интерес как песчано-гравийные месторождения.

В краевых образованиях встречаются гляциодислокации, обусловленные давлением льда. Нередки смятия в толще песчано-гравийных отложений, вызванные обрушением уже отложенных пород при вытаивании льда, отделяющего их от основной массы (Рябцево, Кучино).

Граница валдайского оледенения на территории Белоруссии большинством исследователей (Вознячук, Пузанов, 1966; Цапенко, 1966; и др.) проводится по линии, в общем совпадающей с южной границей Поозерья. Эта граница является преимущественно геоморфологической. Стратиграфическая граница обычно не совпадает с геоморфологической и располагается несколько южнее ее. Несовпадение указанных границ прослеживается на больших пространствах. Оно является следствием сравнительно быстрого омертвения маломощного края ледника. Максимальное распространение валдайского ледника соответствует его верхнеднепровской стадии (Салов, 1965). Малой активности периферической зоны верхнеднепровской стадии не противоречит наличие местами гляциодислокаций, отторженцев, конечноморенных образований, приуроченных к пониженным участкам ледникового ложа, где возникали потоки более подвижного льда (Асеев, 1967).

Е. В. Шанцер (1966) показал, что в периферической части ледниковых покровов экзарация приобретает очаговый характер, приурочиваясь исключительно к склонам возвышенностей или к дну отдельных глубоких ложбин ложа, вдоль которых движутся особенно мощные и концентрированные потоки льда. Поэтому наличие в борту довалдайского желоба в с. Микулино дислоцированных пород не изменяет общего характера краевой зоны максимального распространения валдайского ледника.

Наличие понижений способствовало продвижению отдельных ледниковых языков на несколько километров от основной массы льда в область рельефа, созданного предыдущим оледенением. В 1,5 *км* к северу от пос. Бобр (Минская область) нами наблюдалась плотная пластичная глина с гравием и галькой — валдайская морена. По-видимому, ледниковый язык проник сюда по понижению от оз. Селява.

В. И. Пасюкевич, Л. Н. Нелипович, Р. И. Левицкая, А. Д. Семенюк (1968) установили, что по Средненеманской низине граница максимального продвижения валдайского ледника проходит в 10—12 *км* юго-западнее и южнее г. п. Озеры, где ее проводит Л. Н. Вознячук. По их данным, ледник заполнил эрозионные ложбины и понижения на склонах Гродненской возвышенности и Лидской равнины, но не мог вследствие малой активности перекрыть эти препятствия.

На территории Смоленской области можно выделить, по крайней мере, три ледниковых языка: Гранкинский, Катынский, Ольшанский (рис. 3), несколько продвинувшихся к югу от края ледника. Катынский язык по котловине оз. Куприно и прилегающему понижению проник в долину р. Днепр, подпрудил ее, вследствие чего к востоку возникло Гнездовское озеро, в котором происходило накопление озерно-ледниковых глин и суглинков. Морена валдайского оледенения имеется у дер. Чекулино на левом берегу Днепра. В районе дер. Чекулино — устье р. Уфинья долину Днепра дважды пересекает проток, верхняя поверхность которого расположена на уровне второй надпойменной террасы. Этот проток служил для сброса вод во время подпруживания Катынским ледниковым языком долины Днепра. При таянии Катынского языка на правом берегу Днепра возникли «Козьи горы» — сложное аккумулятивное образование, в состав которого входят озы, камы, камовые террасы, отложения конусов выноса ледниковых потоков. Здесь же имеется несколько термокарстовых воронок. Первоначально, по-видимому, возникли озы и камы, к которым затем причленились камовые

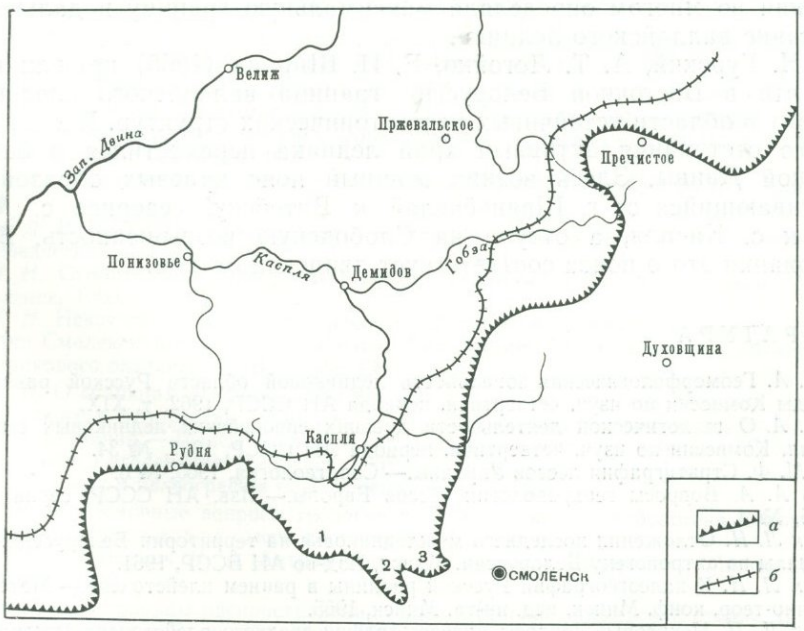


Рис. 3. Отступание валдайского ледника с территории Смоленской области

а — граница верхнеднепровской стадии; *б* — граница двинской стадии. *1* — Гранкинский ледниковый язык; *2* — Катынский ледниковый язык; *3* — Ольшанский ледниковый язык

террасы, а при интенсивном таянии льда образовались отложения конусов выноса ледниковых потоков.

В пределах зоны верхнеднепровской стадии имеется ряд озер: Пениснар, Куприно, Едрица, Витрино, Купелище, Девино, Глобай и др. Глубина некоторых озер местами достигает 18,5 *м* (Купелище, Едрица). Наличие таких глубин как будто указывает на большую мощность и активность ледника. Однако лед не только эродирует ложе, но и погребает, т. е. консервирует его понижения. А. А. Асеев (1967) показал, что если понижения ложа по глубине и ширине не способствуют ускорению движения заполняющего их льда, то последний теряет способность к движению вследствие возросшего донного трения, большего, чем сопротивление льда на разрыв, и «пломбирует» понижения. Дальнейшее движение льда происходит уже выше ледяной пломбы. В этой связи весьма вероятно, что сравнительно небольшие котловины озер Глобай, Витрино, Едрица, расположенные в пределах довольно широкой депрессии, в которой эродирующая работа ледника проявлялась слабо, являются довалдайскими.

Местами в пределах зоны верхнеднепровской стадии довольно хорошо прослеживается накладывание краевых образований валдайского оледенения на краевые образования московского ледника (Руднянско-Микулинская гряда). Здесь же имеются отдельные конечноморенные гряды, приуроченные к понижениям ложа ледника, и известны следы экзарационной деятельности валдайского ледника. Отдельные участки границы не имеют краевых образований или последние слабо выражены.

Вследствие указанных особенностей краевых образований некоторые исследователи (Корина, Чеботарева, Шик, 1962) показывают границу валдайского оледенения не у ст. Гранки, с. Катынь, «Козьих гор», северо-западнее Смоленска, а ведут ее по линии Рудня — Каспля, где краевые образования хорошо выражены. Другие (Шевченков, 1963) склонны усматривать значительную активность валдайского ледника в зоне максимального распространения. Несомненно, что новейшие тектонические движения во многом определяли максимальную границу и дальнейшее отступание валдайского ледника.

Б. Н. Гурский, А. Т. Логойко, Е. И. Ширина (1965) пришли к выводу, что в Восточной Белоруссии граница валдайского оледенения проходит в области устойчивых неотектонических структур. В ходе дальнейшего отступания активный край ледника переместился в бассейн Западной Двины. Здесь возник мощный пояс краевых образований, протягивающийся от г. Швянчёнеляй к Витебску, севернее с. Микулино, к с. Каспля, а оттуда на Слободскую возвышенность. Время образования этого пояса соответствует двинской стадии.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А. А. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1962, т. XIX.

Асеев А. А. О геологической деятельности древних европейских ледниковых щитов.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1967, № 34.

Веклич М. Ф. Стратиграфия лёссов Украины.— Сов. геология, 1965, № 6.

Величко А. А. Вопросы геохронологии лёссов Европы.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 4.

Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии.— Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.

Вознячук Л. Н. К палеогеографии Русской равнины в раннем плейстоцене.— Материалы научно-теор. конф. Минск. пед. ин-та. Минск, 1965.

Вознячук Л. Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины.— В сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., «Наука», 1967.

Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. Краткая характеристика основных стратиграфических горизонтов четвертичных отложений Белоруссии по новым данным.— Материалы четвертой конф. геол. Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1966.

Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. К вопросу о геологическом возрасте отложений беловежского межледниковья.— Докл. АН БССР, 1967, XI, № 8.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М., «Наука», 1964.

Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей.— В сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., «Наука», 1967.

Горецкий Г. И. О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В сб. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Гурский Б. Н. Стадии отступания среднеплейстоценовых ледников на территории восточной Белоруссии и смежных районов.—Тезисы докл. научно-теор. конф., секция естеств.-геогр. наук. Минск, 1967.

Гурский Б. Н., Логойко А. Т., Ширина Е. И. Некоторые данные о положении границы последнего (валдайского) оледенения на территории БССР.— Материалы первой научной конф. молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.

Даниланс И. Я., Дзилина В. Я., Стелле В. Я. Разрез Жидини.— Вопр. четвертичной геологии, сб. III. Рига, Изд-во АН Латвийской ССР, 1964.

Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблемы сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Исаченков В. А. О краевой зоне московского ледника на территории левобережья Верхнего Поднепровья.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Корина Н. А., Чеботарева Н. С., Шик С. М. Карта четвертичных отложений северо-запада Русской равнины масштаба 1 : 2 500 000. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Маккавеев А. А. Четвертичные отложения Припятьского Полесья.— Вопросы гидрогеол. и инж. геологии, сб. 18. Труды Всес. н-и. ин-та гидрогеол. и инж. геологии. М., Госторфтехиздат, 1959.

Махнач А. С., Вознячук Л. Н. Геалагічнае мінулае Беларсі. Минск, 1959.

Меннер В. В. Описание остатков млекопитающих из межморенных суглинков Одинцова.— Материалы по природе Московской области. М., 1930.

Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 3.

Москвитин А. И. О лёссовых горизонтах и причинах захоронения межледниковых почв.— В сб. «Лёссовые породы Украины». Киев, Изд-во АН УССР, 1957.

Пасюкевич В. И., Нелипович Л. Н., Левицкая Р. И., Семенюк А. Д. Краевые образования максимальной (озерской) стадии валдайского оледенения на западе Белоруссии.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

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

Погуляев Д. И. Реки Смоленской области.— Сборник научных работ, вып. 2. Смоленский краеведческий н.-и. ин-т, 1958.

Салов И. Н. Строительные материалы (пески, гравий и глины) Смоленской области. Смоленск, 1960.

Салов И. Н. Некоторые особенности краевых образований валдайского ледника на территории Смоленской области и Восточной Белоруссии.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Салов И. Н. О границах максимального распространения ледников московской стадии и валдайского в Белоруссии и Смоленской области и некоторых особенностях их краевых образований.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Флинт Р. Ледники и палеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.

Цапенко М. М. Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена Белоруссии. (Обобщающий доклад на соиск. докт. степ.). М., 1966.

Цапенко М. М., Махнач Н. А. Антропогеновые отложения Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1959.

Чеботарева Н. С. Границы распространения льдов в течение московской стадии днепровского оледенения.— Вопр. географии, 1949, сб. 12.

Чеботарева Н. С. Краевые образования последнего оледенения на Двинско-Днепровском междуречье.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966.

Шевченко П. Г. История формирования рельефа Смоленской области.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, 1963, вып. 13.
Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения.— Докл. АН СССР, 1957, т. 117, № 2.
Шик С. М. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосковного бассейна.— Материалы по геол. и полезным ископ. центральных районов Европейской части СССР, вып. 3. М., 1960.

ЛАНДШАФТЫ КРАЕВОЙ ЗОНЫ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ОКРЕСТНОСТЯХ г. СМОЛЕНСК

Н. В. ГОРОДНИЧЕНКО

Полоса краевых образований валдайского оледенения охватывает северо-западную часть Смоленского района. Изучением границы валдайского ледника занимались многие исследователи: Г. Ф. Мирчинк (1930), Д. И. Погуляев (1955), И. Н. Салов (1957, 1963, 1965), Н. С. Чеботарева (1963, Чеботарева и др., 1962), П. Г. Шевченков (1963) и др. Однако до сих пор нет единого мнения о положении этой границы в пределах Смоленского района.

Некоторые авторы — Н. С. Чеботарева, Н. А. Корина, С. М. Шик (1962) — проводят границу максимального распространения льдов валдайского оледенения по хорошо выраженным в рельефе конечноморенным грядам, простирающимся от г. Рудня на с. Каспля. Однако они не учитывают при этом наличия значительных площадей валдайской морены к югу от Каспли, а также развитие свежего озово-камового рельефа в урочище «Козьи горы» (18 *км* к западу от Смоленска), в районе ст. Гранки и совхоза «Анастасьино».

Мы считаем наиболее обоснованной границу валдайского оледенения, установленную Д. И. Погуляевым (1955), И. Н. Саловым (1965) и в последние годы подтвержденную работами Смоленской комплексной геологической экспедиции (1964 г.). Согласно этим исследованиям, граница проходит по линии: ст. Красное, с. Вонлярово, ст. Катынь, ур. «Козьи горы», п. Красный Бор, верховья р. Дубровенка, оз. Пенснарь, дер. Донец, дер. Озерецкая, с. Пречистое, и характеризует максимальное продвижение валдайского ледника.

Анализ образцов морен, отобранных И. Н. Саловым (1965) на территории между двумя вариантами границы максимального распространения льдов валдайского оледенения, подтвердил их валдайский возраст. По данным В. Г. Ульста, проанализировавшего эти образцы, содержание в них окатанных и округленных зерен амфиболов составляет 12—19%, что вполне сопоставимо с их количеством в валдайской морене Латвии, Литвы и других районов Прибалтики (6—22%).

Таким образом, наличие валдайской морены, распространенной на 20—25 *км* южнее и юго-восточнее границы, проводимой Н. С. Чеботаревой и др. (1962), несомненно связано с максимальным продвижением льдов валдайского оледенения и подтверждает точку зрения Д. И. Погуляева, И. Н. Салова и ряда других авторов.

Границы оледенений, разделяя разновозрастные и генетически различные территории, являются в то же время и ландшафтными. Эта закономерность впервые была установлена И. В. Васильевой (1949) для границ валдайского и московского оледенений на основе анализа и сопоставления различных компонентов ландшафтов, лежащих по обе стороны от вышеназванных границ. В последующие годы важное ланд-

шафтное значение границы московского оледенения было доказано в результате изучения морфологической структуры ландшафтов Калужской области (Васильева, 1961, 1963). Наши исследования (1966—1968 гг.) в окрестностях г. Смоленск также показали, что граница последнего оледенения разделяет ландшафты, отличающиеся по возрасту, генезису, строению четвертичной толщи, по степени сохранности моренного рельефа и эрозионного расчленения, а также по закономерностям сочетания более мелких природно-территориальных комплексов.

Поскольку территория Смоленского района располагается в пределах одной и той же географической зоны смешанных лесов, то зональные различия здесь незначительны и ведущая роль в дифференциации земной поверхности на природно-территориальные комплексы принадлежит литогенной основе [1], т. е. геологическому строению и рельефу.

Особенности геологического строения краевой зоны валдайского оледенения и смежной территории, лежащей уже в области московского оледенения, наглядно иллюстрируются геологическим профилем (рис. 1).

В области валдайского оледенения четвертичные отложения представлены толщей моренных суглинков четырех оледенений (окского, днепровского, московского и валдайского) и разделяющими их межморенными водно-ледниковыми песками и озерно-болотными отложениями. Они подстилаются девонскими породами, поверхность которых имеет абсолютные отметки всего 130—140 *м*. Это понижение коренного рельефа обусловлено Гусино-Гнездовской тектонической депрессией.

В области московского оледенения в пределах Смоленского района поверхность коренных пород более повышена (абс. отметки 160—180 *м*), что связано с существованием здесь тектонического поднятия третьего порядка, лежащего в основании Островкино-Возновской возвышенности. Как показывает анализ геологических материалов и профилей, эта положительная тектоническая структура предопределила положение краевой зоны валдайского ледника и сыграла роль барьера, у западного края которого накапливались наибольшие толщи четвертичных осадков. Площадь поднятия и его абсолютная высота нарастали после каждой ледниковой эпохи по направлению к западу и северо-западу.

В строении четвертичного комплекса ландшафтов области московского оледенения принимают участие отложения трех оледенений (окского, днепровского и московского), представленные моренными суглинками, супесями и разделяющими их водно-ледниковыми песками. Важным отличительным признаком этой территории является наличие сплошного покрова лёссовидных суглинков, тогда как в области валдайского оледенения они почти не встречаются.

Ландшафты, разделяемые границей последнего оледенения, значительно различаются по возрасту и характеру сочетания ледниковой и эрозионной морфоскульптуры (рис. 2).

Валдайская зона характеризуется общей молодостью морфоскульптуры, преобладанием ледниковых форм над эрозионными и слабым отражением древних эрозионных форм в современном рельефе. Особенности деградации валдайского ледника и наличие доледниковых тектонических понижений способствовали формированию таких типов рельефа, как мелкохолмистая и грядово-холмистая моренные равнины, чередующиеся с участками слабоволнистых зандровых и озерно-ледниковых равнин. Последние характеризуются низкими абсолютными отметками (до 200 *м*) и слабой эрозионной расчлененностью.

---

[1] Положение о ведущей роли литогенной основы в обособлении природно-территориальных комплексов выдвинуто и разработано лабораторией ландшафтоведения МГУ под руководством Н. А. Солнцева (1948, 1949).

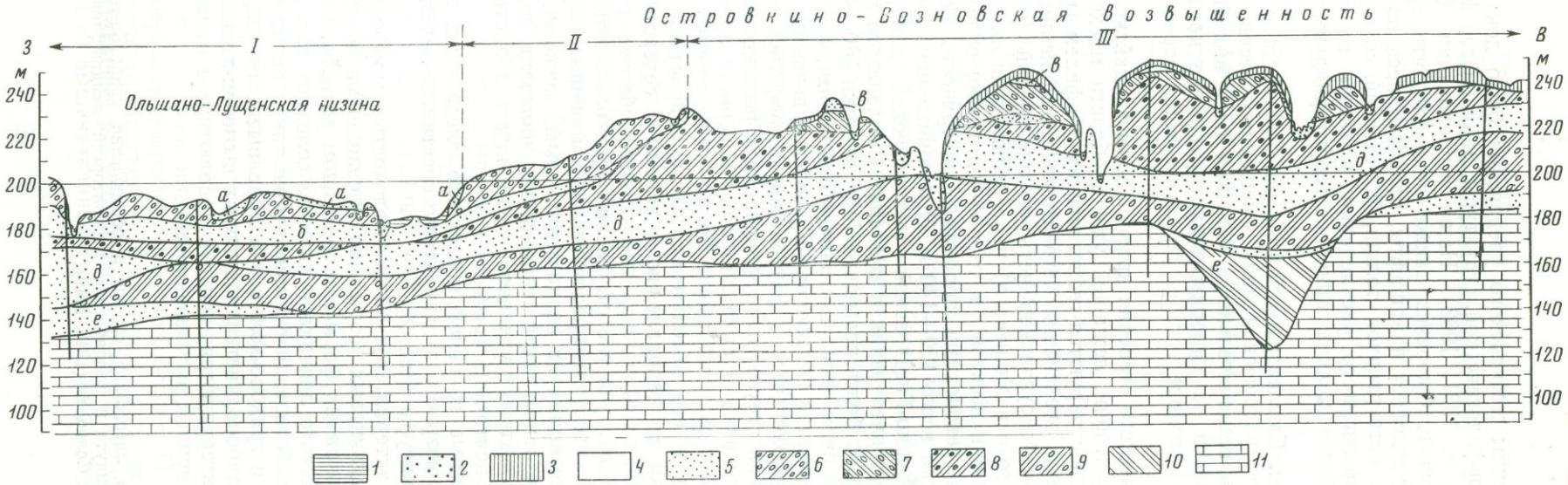


Рис. 1. Геологический профиль на правобережье р. Днепр в Смоленском районе

I—II — ландшафты валдайского оледенения; *III* — ландшафты московского оледенения. *1* — современные болотные отложения (hQ_{IV}); *2* — современные и верхнечетвертичные аллювиальные отложения (alQ_{III-IV}); *3* — покровные и делювиальные отложения (pr, dlQ_{III}); *4* — микулинские озерно-болотные отложения ($l, hQ_{II}^{III}mk$); *5* — водно-ледниковые отложения: *а* — валдайские надморенные ($fgl, lglQ_{III}^{v}$), *б* — московско-валдайские ($fgl, lgl\,Q_{II-III}^{ms-v}$), *в* — московские надморенные ($fgl, lgl\,Q_{II}^{ms}$), *г* — залегающие между моренами ранней и поздней стадий московского оледенения ($fgl, lglQ_{II}^{ms_{1-2}}$), *д* — днепровско-московские ($fgl, lgl\,Q_{II}^{dn-ms}$), *е* — окско-днепровские ($fgl, lgl\,Q_{I-II}^{ok-dn}$); *6* — морена валдайского оледенения ($gl\,Q_{III}^{v}$); *7* — морена поздней стадии московского оледенения ($gl\,Q_{II}^{ms_2}$); *8* — морена ранней стадии московского оледенения ($gl\,Q_{II}^{ms_1}$); *9* — морена днепровского оледенения ($gl\,Q_{II}^{dn}$); *10* — морена окского оледенения ($gl\,Q_{I}^{ok}$); *11* — дочетвертичные отложения

Московская морфоскульптурная зона отличается преобладанием эрозионной морфоскульптуры и локальным распространением ледникового рельефа, подвергшегося вторичной эрозионной обработке. На повышенных участках поверхности коренных пород сформировались крупнохолмистые средне и сильно расчлененные моренные равнины, перекрытые покровными лёссовидными суглинками, с абсолютными высотами до 245—255 *м*.

Для выяснения степени эрозионной освоенности территорий, лежащих по обе стороны от границы валдайского оледенения, автором были проведены специальные картометрические работы. Как показывают вычисления, горизонтальное расчленение и средний угол наклона земной поверхности ландшафтов области краевых образований валдайского оледенения в 2—2,5 раза меньше, чем у ландшафтов московского оледенения, лежащих примерно на той же широте (таблица).

Значительные различия наблюдаются и в геоморфологическом строении речных долин. Морфология речных долин валдайской ледниковой зоны довольно разнообразна. Многие долины имеют четкообразную форму с невыработанным продольным профилем. Они соединяют слабо освоенные реками плоскодонные котловины между моренными холмами. Некоторые долины наследуют ложбины стока талых вод ледника (например, реки Ольшанка, Лущенка, Катынь и др.) и имеют небольшой, но равномерный уклон, сравнительно малую глубину при значительной ширине и очень пологие (от 2—3 до 7—10°) склоны. Овражно-балочная сеть развита слабо, поймы узкие, заболоченные.

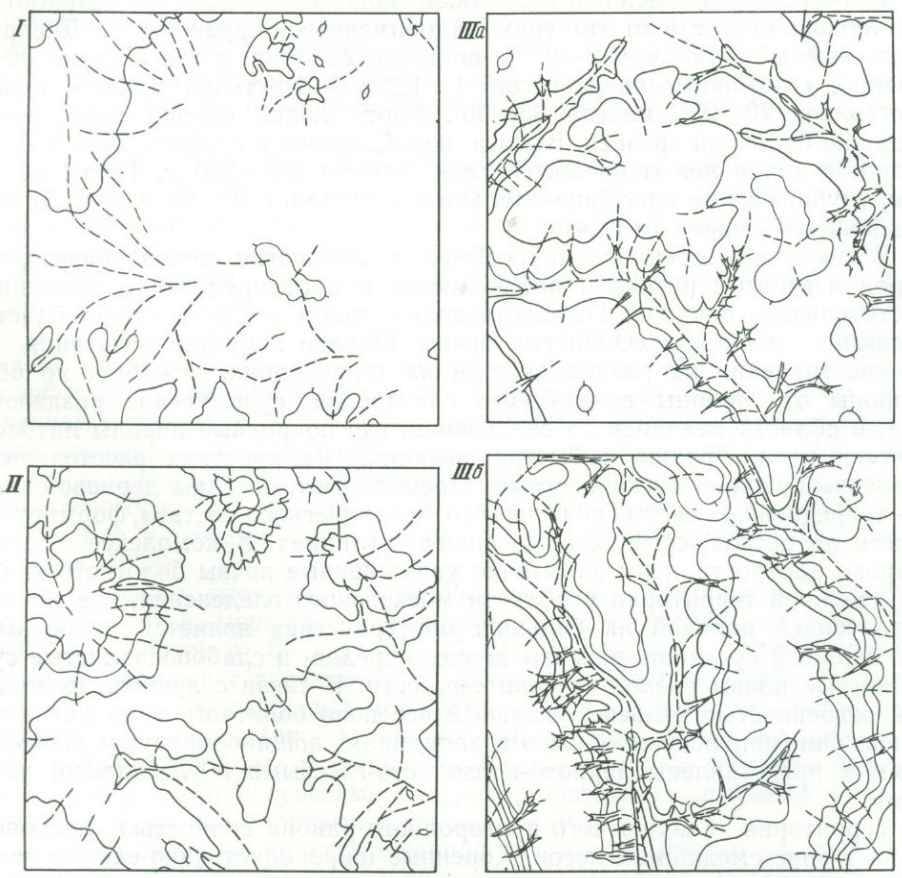


Рис. 2. Фрагменты ландшафтов областей валдайского (*I* и *II*) и московского (*IIIа* и *IIIб*) оледенений

Показатели эрозионной расчлененности ландшафтов валдайского и московского оледенений

Район	Ландшафт	Длина горизонталей (l), км (h=10 м)	Длина тальвегов (L), км	Показатель горизонтального расчленения (a) $a=\frac{L}{P}$ (км/км²)	tg среднего угла наклона земной поверхности $tg\alpha_{ср}=\frac{h\Sigma l}{P}$	Средний земной угол наклона поверхности ($\alpha_{ср}$)
Область валдайского оледенения	Плоская озерно-водно-ледниковая равнина, дер. Остров (I)	17,2	17,6	1,10	0,0107	0°38′
	Мелкохолмистая моренная равнина зоны валдайского оледенения, верхнеднепровская стадия, дер. Ольша Долгая (II)	40,8	23,1	1,43	0,0255	1°28′
Область московского оледенения	Крупнохолмистая средне расчлененная моренная равнина, дер. Моркаты (IIIа)	55,2	31,2	1,95	0,0345	1°59′
	Крупнохолмистая сильно расчлененная моренная равнина, дер. Суходол (IIIб)	95,7	46,3	2,89	0,0598	3°25′

Речные долины смежной области московского оледенения разработаны лучше. Они имеют до трех надпойменных террас (у р. Днепр), сухие поймы с уклоном 2—3° и шириной 200—300 *м* (за исключением Днепра, у которого она достигает 1—1,2 *км*). Крутизна склонов долин составляет 20—25°, иногда 35—40°. Борта долин сильно расчленены овражно-балочной эрозией. Высота водоразделов в среднем 245—255 *м*, а днища долин лежат на абсолютной отметке 190—200 *м*. Таким образом, глубина вреза здесь значительна и составляет 30—60 *м* (у г. Днепр в районе Смоленска до 80 *м*).

В связи с особенностями рельефа и литологии почвообразующих пород известные различия наблюдаются и в распределении почвенно-растительного покрова. Господствующим типом в Смоленской области являются дерново-подзолистые почвы. Однако характер сочетания и распространения их разновидностей на территориях, лежащих по обе стороны от границы валдайского оледенения, существенно различен. Так, в области валдайского оледенения, где покровные породы литологически разнообразны и быстро меняются на коротких расстояниях, почвенный покров очень пестрый. Преобладают массивы дерново-сильно- и среднеподзолистых почв легкого механического состава, формирующиеся на песках, супесях и моренных суглинках. В комплексе с ними широко распространены избыточно увлажненные почвы болотного типа. На смежной территории в области московского оледенения, где почвообразующей породой на больших пространствах является покровный лёссовидный суглинок, развиты дерново-средне- и слабоподзолистые суглинистые почвы разной степени смытости. В связи с лучшей эрозионной освоенностью рельефа удельный вес почв болотного типа незначителен. Они приурочены обычно к западинам, лощинообразным понижениям и представлены дерново-подзолисто-глеевыми и глееватыми почвами.

Территория Смоленского пригородного района полностью расположена в зоне смешанных лесов. Коренные широколиственно-еловые леса в настоящее время почти полностью сведены и замещены вторичными хвойно-мелколиственными лесами. Средняя лесистость по области со-

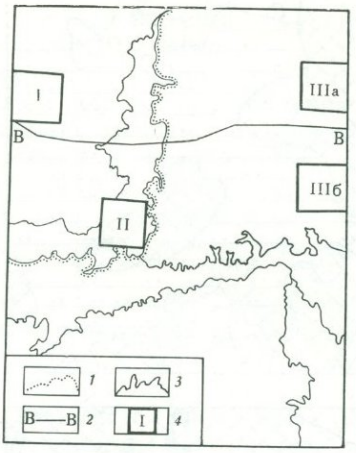


Рис. 3. Схема ландшафтов пригородной зоны г. Смоленск

1 — граница валдайского оледенения; *2* — линия геологического профиля (см. рис. 1); *3* — границы ландшафтов; *4* — ключевые участки ландшафтов областей валдайского и московского оледенений (см. рис. 2, 4)

ставляет 27,9%, а в окрестностях Смоленска — всего 16,6%. По этим незначительным остаткам лесов трудно установить какие-либо закономерности в распределении коренных лесов в прошлом. Однако очевидна приуроченность массивов сосновых лесов к северо-западным районам с их песчаными, супесчаными и болотными почвами. На остальной территории распространены елово-мелколиственные леса на месте коренных елово-широколиственных.

Таким образом, сравнительный анализ некоторых показателей и компонентов природы территорий, расположенных вблизи границы валдайского оледенения, выявил важное значение этой границы в качестве природного рубежа, при переходе через который существенно меняются не только геолого-геоморфологические особенности, но и биогенные компоненты природы.

Различные природные компоненты, взаимно проникая и влияя один на другой, образуют природно-территориальные комплексы разного ранга. В краевой зоне валдайского оледенения на территории пригородной зоны можно выделить два ландшафта, отличающихся морфологической структурой, т. е. набором природно-территориальных комплексов (рис. 3).

I. Верховская донноморенная мелкохолмистая равнина. Расположена на крайнем северо-западе пригородной зоны. Основные особенности морфологической структуры этого ландшафта определяются его положением в пределах Гусино-Гнездовской тектонической депрессии. Большое значение в формировании природно-территориальных комплексов этого ландшафта имело также его расположение между границей максимального распространения льдов валдайского ледника и хорошо выраженным в рельефе поясом конечных морен западнодвинской стадии (Салов, 1965).

К основным урочищам — доминантам этого ландшафта — относятся многочисленные моренные холмы небольших размеров (длиной 100—200 *м* и высотой от 5—7 до 10—15 *м*), сложенные валунными суглинками и супесями с песчаными и супесчаными дерново-слабо- и среднеподзолистыми почвами под молодыми сосново-елово-мелколиственными лесами и пашнями (рис. 4). Второй тип урочищ — плоские заболоченные водно-ледниковые равнины, сложенные песками и озерно-ледниковыми суглинками и супесями с дерново-подзолисто-глеевыми и торфяными почвами под болотами и ольшанниками.

II. Сыр-Липская конечноморенная грядово-холмистая равнина. Расположена вблизи меридионального отрезка границы валдайского оледенения. Своеобразие этого ландшафта определяется его положением

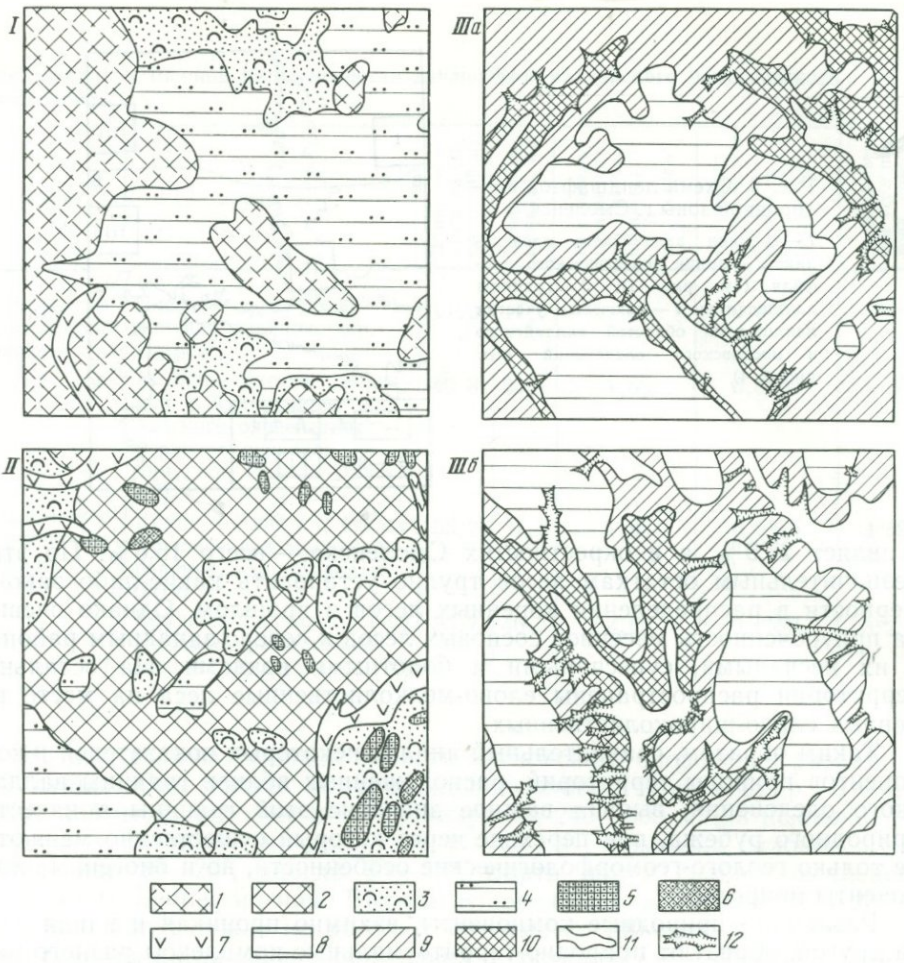


Рис. 4. Фрагменты ландшафтных карт ключевых участков

I—II — ландшафты краевой зоны валдайского оледенения: *1* — мелкохолмистая донноморенная равнина с дерново-среднеподзолистыми суглинистыми почвами под березово-осиновыми лесами и пашнями; *2* — грядово-холмистая моренная равнина с дерново-сильно- и среднеподзолистыми суглинистыми почвами под елово-мелколиственными лесами и пашнями; *3* — повышенная слабоволнистая водно-ледниковая равнина, сложенная водно-ледниковыми песками (мощностью до 3 *м*), подстилаемыми моренными суглинками, с дерново-среднеподзолистыми супесчаными и песчаными почвами под полевицевыми залежными лугами, ольшанниками; *4* — пониженная плоская водно-ледниковая равнина с торфяными и торфянисто-глеевыми почвами на тонких песках под верховыми и переходными осоково-сфагновыми болотами; *5* — озовые гряды, сложенные мелкозернистыми слабогравийными водно-ледниковыми песками с дерново-подзолистыми песчаными слаборазвитыми почвами под замшелой мелкозлаково-сухотравной залежью, реже под посадками сосны; *6* — камовые холмы, сложенные тонко- и мелкозернистыми водно-ледниковыми песками с дерново-слабоподзолистыми почвами под мелкозлаково-сухотравными лугами, реже пашнями; *7* — слабо врезанные долины рек, заложившихся в ложбинах стока ледниковых вод, с узкими, заболоченными поймами, сложенными слоистым песчано-суглинистым аллювием с мелкозлаково-разнотравными лугами на пойменных глееватых почвах.

IIIа—IIIб — ландшафты области московского оледенения: *8* — крупнохолмистые и холмисто-увалистые моренные равнины, перекрытые лёссовидными суглинками с дерново-среднеподзолистыми слабо смытыми суглинистыми почвами под пашнями, реже под елово-осиново-березовыми лесами; *9* — покатые и слабовыпуклые придолинные склоны преимущественно северо-восточной и юго-западной экспозиции крутизной до 20°, сложенные с поверхности делювием покровных суглинков, с дерново-слабоподзолистыми смытыми почвами под пашнями, полевицевыми залежными лугами и островками мелколиственных лесов; *10* — лощинообразные понижения с дерново-подзолистыми намытыми почвами на делювиальных суглинках под разнотравно-злаковыми лугами или пашнями; *11* — глубоковрезанные крутосклонные долины с сильно эродированными склонами и сухими поймами, сложенными песчано-суглинистым аллювием с дерновыми почвами под разнотравно-злаковыми лугами; *12* — овраги придолинные, задернованные, заложенные в толще покровных и моренных суглинков с дерново-среднеподзолистыми суглинистыми смытыми почвами под мелколиственными лесами на склонах и дерново-глееватыми супесчаными и суглинистыми почвами днищ на овражно-балочном аллювии под разнотравно-щучково-злаковыми лугами

на стыке двух тектонических структур третьего порядка — Гусино-Гнездовской депрессии и Смоленско-Стабнянского поднятия.

Смоленско-Стабнянское поднятие, хорошо выделявшееся в дочетвертичном рельефе, послужило препятствием для распространения льдов. Поэтому у его северо-западных и западных склонов отмечается повышенная мощность четвертичных отложений и господствуют урочища насыпных и напорных моренных гряд и холмов, озов, камов и древнеозерных котловин. В урочищах озовых гряд и камов преобладают дерново-подзолистые почвы легкого механического состава под елово-сосново-мелколиственными лесами.

Урочища межхолмистых понижений и котловин характеризуются дерново-подзолисто-глеевыми и торфянисто-глеевыми почвами под влажнотравно-осоковыми лугами и болотами.

С востока и юго-востока к описанным выше ландшафтам краевой зоны валдайского оледенения примыкают ландшафты области московского оледенения (III). Восточнее границы валдайского оледенения на исследуемой территории располагается ландшафт Духовщинской донноморенной крупнохолмистой средне (*IIIа*) и сильно (*IIIб*) расчлененной равнины, перекрытой покровными лёссовидными суглинками, в основании этого ландшафта лежит Смоленско-Стабнянское тектоническое поднятие и западные склоны Духовщинского поднятия. Названные структуры обусловили существование в современном рельефе приподнятой моренной равнины.

Внешний облик и морфологическая структура Духовщинского ландшафта значительно отличаются от смежных ландшафтов области валдайского оледенения, расположенных приблизительно на той же широте. Характерными урочищами являются здесь крупные моренные холмы, перекрытые лёссовидными суглинками, лощинообразные понижения, многочисленные глубоко врезанные речные долины, ориентированные в южном и юго-восточном направлении. В придолинных склонах широко распространены урочища оврагов и балок. Преобладают дерново-среднеподзолистые суглинистые почвы под пашнями и елово-осиново-березовыми лесами.

Таким образом, сравнительный анализ геологического строения, рельефа, эрозионного расчленения, почвенно-растительного покрова, а также морфологической структуры ландшафтов краевой зоны валдайского оледенения и смежных ландшафтов области московского оледенения позволил выявить значительные различия этих ландшафтов и подтвердить положение о важном ландшафтном значении границ оледенений, выдвинутое И. В. Васильевой еще в 1949 г.

ЛИТЕРАТУРА

Анненская Г. Н., Видина А. А. и др. Морфологическое изучение географических ландшафтов.— В сб. «Ландшафтоведение». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Асеев А. А. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1962, т. 19.

Васильева И. В. К вопросу о ландшафтном районировании Центра Русской равнины.— Вопр. географии, 1949, сб. 16.

Васильева И. В. Граница московского оледенения и ее ландшафтное значение.— Вестник МГУ, 1961, № 3, серия V.

Васильева И. В. Значение палеогеографического анализа территории в генетическом ландшафтоведении.— В сб. «Ландшафтоведение». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Васильева И. В., Лапкина Н. А., Любушкина С. Г. и др. О ведущей роли литогенной основы в формировании урочищ.— Вестник МГУ, серия геогр., 1963, № 4.

Геренчук К. И. О морфологической структуре географического ландшафта.— Изв. ВГО, 1950, т. 88, вып. 4.

Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1930, № 1.

Погуляев Д. И. Геология и полезные ископаемые Смоленской области, т. I. Смоленск, 1955.

Погуляев Д. И., Исаченков В. А. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода левобережной части Верхнего Поднепровья.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, 1963, вып. XII.
Погуляев Д. И., Шостьина А. А. Природа и физико-географические (природные) районы Смоленской области. Смоленск, 1963.
Салов И. Н. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Смоленской области.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, 1957, вып. IV, ч. 2.
Салов И. Н. Стратиграфия антропогеновых отложений Смоленской области.— Труды Научно-метод. конф. объединения географов и геологов пед. ин-тов центральных областей Европейской части РСФСР. Смоленск, 1963.
Салов И. Н. Некоторые особенности краевых образований валдайского ледника на территории Смоленской области и восточной Белоруссии.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.
Солнцев Н. А. Природный географический ландшафт и некоторые его общие закономерности.— Труды II Всес. геогр. съезда, т. I. М., 1948.
Солнцев Н. А. О морфологии природного географического ландшафта.— Вопросы географии, 1949, сб. 12.
Худяков Г. И., Знаменщиков Г. И. Карта и картограмма показателей интенсивности эрозионных процессов.— В сб. «Вопросы картографии». Новосибирск., 1963.
Чеботарева Н. С. Краевые образования и граница валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины.— В сб. «Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты». Изд-во АН СССР, 1963.
Чеботарева Н. С., Корина Н. А., Шик С. М. Карта четвертичных отложений северо-запада Русской равнины масштаба 1 : 2 500 000. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Чеботарева Н. С., Пасюкевич В. И. Рельефообразующая роль валдайского ледникового покрова на Двинско-Днепровском междуречье.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1962, т. 27.
Шевченко П. Г. История формирования рельефа Смоленской области.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, 1963, вып. XII.

ОЗЫ НОВГОРОДСКОЙ ОБЛАСТИ

В. И. АРАВИН

В настоящей статье излагаются результаты проведенного автором изучения озов в северо-восточной части Новгородской области на территории общей площадью около 6600 *км*², ограниченной на севере бассейнами рек Перетна и Щегринка, на юге — озерами Шлино и Велье, на западе — бассейном р. Полометь, на востоке — озером Пирос. Исследованный район расположен на северо-востоке Валдайской возвышенности в зоне развития краевых образований валдайского оледенения и покрыт неравномерным плащом четвертичных отложений, мощность которых в зависимости от характера древнего рельефа изменяется от 75 *м* в депрессии у западной окраины Карбонового уступа до 0,5 *м* на Карбоновом плато в районе ст. Угловка.

На этой территории широко развит холмисто-моренный рельеф, представленный сложным комплексом конечных морен, озов и камов; часто встречаются зандровые поля, долины стока ледниковых вод, приледниковые озерные равнины, озера и болота. Северная часть исследованной территории имеет вид моренной равнины с небольшим уклоном к северу и северо-востоку. Здесь часто можно встретить озы и камы, которые обычно располагаются в пониженных участках рельефа или по склонам возвышенностей. Центральная и южная части территории расположены на гребне Валдайской возвышенности. Высоты здесь колеблются от 200 до 225 *м*, отдельные холмы у деревень Фалево и Лисичино достигают 262 *м* абс. высоты. По обе стороны от гребня возвышенности местность значительно понижена, особенно резкое понижение (до абс. высоты 50 *м*) наблюдается в западном направлении к долине р. Полометь. В связи с этим правобережные притоки р. По-

лометь — реки Гремячка и Еглинка — имеют глубокие долины, обрывистые берега, бурный характер течения, русла их изобилуют валунами. В восточном направлении от гребня возвышенности наблюдается плавное и менее значительное понижение — до отметок 150—170 *м*, поэтому текущие здесь реки Валдайка, Чернушка, Белушка и другие имеют слабо разработанные долины.

Озы широко распространены в северо-восточной части области. Они представляют собой мелкие гряды или отдельные холмы, объединяющиеся в узкие длинные гряды со склонами крутизной от 10 до 45°. Глубокие седловины расчленяют гряды на холмы. Длина озовых гряд изменяется от 100 *м* до 6 *км*, ширина по основанию 40 — 150 *м*, высота колеблется от 2 до 22 *м*. Одни озы имеют узкую гребневидную вершину, другие более широкую, уплощенную. Обычно ширина оза по верху от 50 *см* до 10 *м*. На поверхности озов встречаются замкнутые воронкообразные котловины. Нижняя часть озов зачастую оказывается «врезанной» в коренные породы, выше которых залегает маломощный слой валунной глины.

По ориентировке озы разделяются на радиальные и маргинальные. Радиальные вытянуты по направлению движения ледника, маргинальные — перпендикулярно этому направлению и параллельно бывшему краю ледника.

Среди холмистых участков озы выступают резче, чем на равнинах, где они более плоски и сложены тонким материалом.

По составу обломочного материала озы могут быть подразделены на гравийные, песчаные и валунные.

Гравийные озы. К группе гравийных озов относится оз Ванина гора, расположенный в 3 *км* на северо-восток от дер. Заручевье. Ориентирован он с северо-запада на юго-восток. Оз имеет вид гряды длиной около 1 *км*, у его подошвы раскинулось обширное заболоченное пространство, слабо дренированное р. Холодная. На узкой гребневидной вершине видны два хорошо выраженных в рельефе озовых центра. Высота оза колеблется от 5 до 18 *м*, ширина по основанию 50 — 100 *м*, крутизна склонов 25—45°. Оз сложен песками различной зернистости, гравием, галькой, валунами (преимущественно карбонатных пород, с фауной кораллов). В озовых центрах горизонтальная слоистость переходит в косую.

К группе гравийных озов относятся также озы Маяк, Малая гора и Большая гора в районе ст. Угловка, изученные при проводившихся Б. П. Баженовым, Н. П. Европиным и А. К. Кручининым геологоразведочных работах.

Песчаные озы. Форма озовых образований, сложенных в основном песками с прослоями глин, отличается от формы озовых гряд, сложенных грубообломочным материалом. Песчаные озы более сглажены и, следовательно, не резко выступают в рельефе; склоны их более пологие. При образовании этих озов происходило развевание песков под воздействием ветра, а также размыв атмосферными и текучими водами. Развеянный и смытый материал откладывался у основания озового холма и заполнял понижения, образуя террасовидные участки. В зависимости от высоты оза и интенсивности процессов эрозии величина образовавшихся «крыльев» или террасовидных участков различна. Часто на этих площадях можно встретить валуны, вымытые из толщи оза.

К песчанным озам относится оз Пескогор, расположенный в 4 *км* северо-западнее ст. Угловка. Оз ориентирован с северо-запада на юго-восток и имеет вид уплощенной гряды длиной 570 *м*. У его подошвы образовались характерные песчаные террасовидные площадки. Высота оза от 4 до 14 *м*, ширина по основанию от 60 до 250 *м*, крутизна склонов от 10 до 30°. Сложен оз мелко- и среднезернистыми песками

с прослоями коричнево-бурых глин. Слоистость горизонтальная, у подошвы оза — волнистая. Моренный суглинок на склонах оза отсутствует.

К валунным озам относится озовая гряда, расположенная в 4 *км* западнее оз Плотишино. Ориентирован оз с северо-запада на юго-восток и имеет вид узкой валообразной гряды длиной около 800 *м*. Озовые центры слабо выражены. Высота колеблется от 3 до 6 *м*, ширина по основанию от 40 до 60 *м*, крутизна склонов 30—40°. Сложен оз разнозернистыми песками с гравием, галькой, валунами, часто сцементированными. К этой же группе относится и оз Каменник, расположенный на северо-западном берегу Валдайского озера.

На исследованной территории выделяются две системы озовых образований.

Первая включает озовые гряды, прослеживающиеся от ст. Угловка в меридиональном направлении до бассейна р. Валдайка на расстоянии свыше 25 *км*. Они расположены по бортам доледниковых депрессий, параллельно озерам Боровинец, Байневское, Защегорье и Ужин. В эту систему входят озы Грицкая гора, Ванина гора, Пескогор, Малая гора, Малый холм, Маяк, расположенные в пределах обширных болотистых пространств. Последние образовались на месте приледниковых бассейнов последнего оледенения, занимавших территорию Угловско-Селищинской депрессии и смежных с ней районов. Остатки этих водоемов, сохранились до сих пор в виде озер Зван, Дальнее, Крестовское, Черное, Сухое, Хлопотное. Западнее Крестовского озера озовые гряды частично разрушены эрозией, имеют вид пологих холмов протяженностью до 2 *км* с относительными высотами 3—5 *м*, сложены они песками мелкой и средней зернистости с прослоями глин.

На юг от с. Малая Крестовая через дер. Байнево и с. Шуя прослеживаются озовые холмы, объединяющиеся в гряду «Хреновская гора». Относительная высота ее достигает 25 *м*, ширина по верху 8—10 м. К югу от оз. Защегорье озовая гряда теряет первоначальную форму, сменяясь платообразными моренными холмами, камовыми террасами и камами. Высота их 15—20 *м*, ширина по верху до 200 *м*. Они сложены суглинками или песками различной зернистости с линзами гравия; слоистость преимущественно горизонтальная, местами — косая, разнонаправленная.

При стаивании ледникового покрова в первую очередь освобождались повышенные участки рельефа, в депрессиях же глыбы льда не успевали полностью протаять и препятствовали стоку вод в наиболее глубокие их части. В прибортовой части депрессий возникали потоки талых вод, которые откладывали в своих руслах озы.

По мере стаивания глыб мертвого льда и заполнения водами депрессий отток вод из этих предледниковых бассейнов осуществлялся по доледниковым углублениям, занятым в настоящее время озерами. В частности, одной из ложбин стока ледниковых вод является заболоченная долина, протянувшаяся от оз. Защегорье мимо деревень Кобылино и Едно и далее вдоль современной р. Валдайка. В расширениях этой ложбины стока сохранились озера Закидалово, Платишино и Мишнево, берега которых очень пологие, а сами озерные ванны имеют ложбинообразную форму и небольшие глубины, редко превышающие 4—7 *м*.

Вторая система озовых гряд протянулась от района озер Еглино и Ильменское на юго-восток по берегам Валдайского озера и его островам к бассейну Валдайки на расстояние свыше 15 *км*.

От дер. Станки, находящейся на берегу Валдайского озера, по озерной равнине с северо-запада на юго-восток вытянулась озовая гряда Болошовка, имеющая вид валообразной гряды длиной около 2,5 *км* и состоящая из отдельных холмов высотой 10—12 *м*. Склоны гряды асим-

метричны: южный — пологий (5—7°), северный — очень крутой (30—45°). Озовая гряда сложена песками различной зернистости, гравием, галькой, валунами. Встречаются линзы красно-бурых суглинков с большим количеством гальки. На поверхности оза — валуны биотитового и микроклинового гранита, роговообманкового габро, шокшинского песчаника. В направлении к Валдайскому озеру поверхность оза имеет уклон порядка 5—7° и плавно переходит в озерную равнину.

Продолжением Болошовского оза служит Островной оз, находящийся в 1 *км* на островах Валдайского озера. Он состоит из двух гряд: первая образует о-в Муравьиный, вторая — о-в Рябиновый. Оз о-ва Муравьиный имеет вид дамбообразной гряды высотой от 7 до 12 *м*, длиной около 1 *км*, крутизна склонов 30—45°. Сложен оз суглинками, крупнозернистыми песками, гравием, галькой, валунами. На поверхности отдельные валуны биотитового гранита, порфирового гранито-гнейса, кварцевого диорита, шокшинского песчаника. Оз о-ва Рябиновый состоит из холмов, разделенных седловинами. Длина его более 2 *км*, высота 3—10 *м*, крутизна склонов от 5 до 35°. Боковые стенки отдельных холмов были выработаны при разработке песков. Оз сложен песками различной зернистости с линзами гравия, галькой, на поверхности отдельные валуны — серый гранитпорфир, красный мелкозернистый гранит, кварцевый песчаник, шокшинский песчаник, микроклиновый гранито-гнейс.

Общее направление озовых гряд (с северо-запада на юго-восток), сходный петрографический состав слагающих их пород, а также небольшая глубина залива, разделяющего Болошовский и Островной озы (5—7 м при максимальной глубине озера более 80 *м*),— все это указывает на одновременное их образование в виде единой озовой гряды, протянувшейся из района дер. Станки к Валдайскому озеру и далее к бассейну р. Валдайка. Впоследствии часть гряды была размыта водами ледника, стекавшими в озеро.

Ледниковые воды из района Угловско-Селищинской депрессии и Валдайского озера по долинам стока, пересекающим современную долину Валдайки, в начале стаивания ледникового покрова оттекали на юго-восток в район современных деревень Добывалово, Новая Ситенка и далее, возможно, в бассейн Верхней Волги. На первоначальное направление течения указывают озовые гряды, расположенные по бортам долины стока в 2 *км* южнее современной долины Валдайки, около оз. Ситно. У дер. Добывалово в карьерах разрабатываются гравийно-галечные толщи, по всей вероятности, отложенные флювиогляциальными водами на днищах долин стока. Сходные гравийно-галечные отложения разрабатываются и в районе пос. Выползово.

Долина Валдайки сформировалась после отступания ледника под воздействием талых вод. В первоначальный период сток вод по ней проходил на юг и юго-запад, и только позднее, когда ледник отступил далеко на север, направление стока изменилось на северо-восточное. Валдайка имеет типичные черты переориентированной реки, она имеет широкую плохо разработанную долину, большую заболоченность и слабое течение в русле.

ЛИТЕРАТУРА

Баженов Б. П. Методика разведки гравийных месторождений.— Разведка недр, 1933, № 18, 19.

Бискэ Г. С. Озы Карелии. Изд-во АН СССР, 1955.

Салов И. Н. Генезис песчано-гравийных месторождений Смоленской области.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, 1963, вып. XII.

Чеботарева Н. С. Краевые образования последнего оледенения на Двинско-Днепровском междуречье.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗВИТИИ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ЕГО КРАЕВЫХ ЗОН

М. Е. ВИГДОРЧИК, В. Г. АУСЛЕНДЕР,
О. М. ЗНАМЕНСКАЯ, П. М. ДОЛУХАНОВ

В последние годы наметилось новое направление в исследованиях динамики развития последнего (валдайского) оледенения и его краевых зон. Это направление включает углубленный морфологический анализ ледниковых форм рельефа с учетом морфоструктурных данных и сведений о новейшей тектонике, а также комплексное изучение опорных разрезов с широким использованием радиоуглеродных датировок и палеоботанических методов. Все это дает возможность сравнительно полно восстановить особенности развития ландшафтов во время последнего оледенения, представить себе историю эволюции климатов и растительного покрова в этот период, оценить возраст и последовательность формирования краевых форм. Кроме того, геохронологические и палеогеографические данные позволяют уверенно проводить сопоставление событий последнего оледенения и с колебаниями солнечной радиации (Миланкович, 1939).

О ВЫРАЖЕННОСТИ КРАЕВЫХ ФОРМ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ ОБЛАСТИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Данные детального геолого-геоморфологического картирования позволяют пересмотреть представления о различной «свежести» ледникового рельефа в районах, тяготеющих к центру оледенения, и в районах, близких к границе его распространения. В ходе исследований обширной территории, в пределах которой граница максимального распространения льдов валдайского оледенения прослеживается достаточно четко, были обнаружены и изучены такие краевые образования, как конечные морены, маргинальные озы, урштромы и другие, не отличающиеся от аналогичных образований на Валдайской гряде, Судомских высотах, на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках. Оказалось, например, что высота некоторых аккумулятивных форм достигает 50 м, а крутизна склонов превышает 10—15°.

«Свежесть» рельефа краевых зон повсюду определяется такими факторами, как рельеф подстилающих пород и характер неотектонического развития, что, в свою очередь, определяет степень проявления водно-ледниковых и других абразионно-аккумулятивных процессов. Становится все более очевидным, что районы, соответствующие древним разломам и областям новейших поднятий, вне зависимости от того, находятся ли они во внешней или внутренней зоне оледенения (Соколов, 1949; «Рельеф и стратиграфия...», 1961), характеризуются высокой степенью расчленения рельефа. Суммарный эрозионный врез за позднe- и послеледниковое время достигает здесь 30—35 м. Это относится к южному склону Бежаницкой возвышенности, юго-восточным склонам Торопецких и Вязевских высот, где краевые формы приурочены к Крестецкому глубинному разлому, а также к склонам Кубенской котловины и левобережью Шексны, где краевые образования приурочены к системе разломов, разделяющих горсты и грабены кристаллического основания. Наоборот, в районах, отстающих в поднятии (Молого-Шекснинская, Кубено-Сухонская низины), где суммарный эрозионный врез за то же время не превышает 10—15 м, в наибольшей степени проявляется сглаживающая деятельность приледниковых вод. Именно этим обстоятельством объясняется слабая выраженность в рельефе бологовско-едровских краевых форм в Молого-Шекснинской низине и крестецкой — в Приильменской.

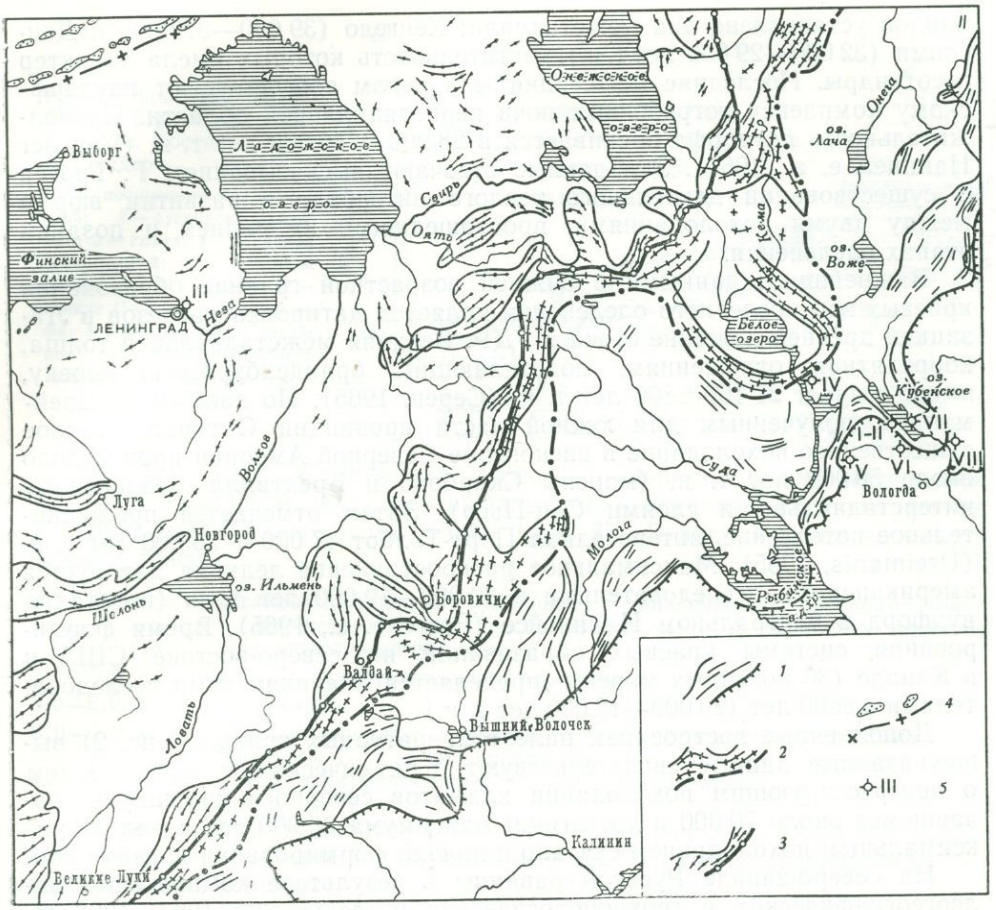


Рис. 1. Краевые зоны валдайского оледенения на северо-западе РСФСР

1 — бологовско-едровская; *2* — вепсовская; *3* — крестецко-лужско-невская; *4* — сальпауссельскя; *5* — опорные разрезы: *I—II* — Пучка, *III* — Гражданский проспект, *IV* — оз. Святое, *V* — Зеленые Луга, *VI* — Тарасово, *VII* — устье р. Кубены, *VIII* — Пельшма

Таким образом, судя по геоморфологическим данным, нет оснований полагать, что образование различных полос краевых образований в области последнего оледенения происходило со значительным перерывом во времени. Эти данные скорее свидетельствуют в пользу того, что его краевые формы, начиная с периода максимального распространения льдов и в процессе их деградации, образовались последовательно, без длительных перерывов и за сравнительно короткий промежуток времени (рис. 1).

ВОЗРАСТ КРАЕВЫХ ЗОН И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СХЕМЕ РАЗВИТИЯ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Представления о развитии последнего оледенения и возрасте его краевых зон в Центральной и Северной Европе, а также в Северной Америке в настоящее время сводятся, как известно, к следующему.

В разрезах раннего вюрма (валдая) Нидерландов и Дании установлено два межстадиала: Амерсфорт (датировка 63 500±900 лет т. н., Grn-1397) и брёруп (59 100±700, Grn-1470). Растительность в течение этих межстадиалов имела лесной характер, июльские температуры составляли соответственно 11—12° и 15—16° (Andersen, 1961; Zagwijn, 1961; Van der Hammen e. a., 1967). В среднем вюрме Нидер-

ландов установлено два межстадиала: Хенгело (39 000—37 000) и Денскамп (32 000—29 000 лет т. н.), растительность которых имела характер лесотундры. Последние межстадиалы в целом соответствуют паудорфскому комплексу погребенных почв перигляциальной области. Продолжительность паудорфа оценивается в 28 000 — 40 000 лет т. н. (Van der Hammen e. a., 1967). Эти данные отвечают высказываниям Г. Гросса о существовании длительного теплого интервала в развитии вюрма между двумя похолоданиями, произошедшими на раннем и позднем этапах оледенения.

Важнейшими данными о нижней возрастной границе образования краевых зон последнего оледенения является датировка разрезов в Лазицкой древней ложбине стока в ГДР. Верхняя межстадиальная толща, коррелятная отложениям, подстилающим бранденбургскую морену, имеет возраст 21 160±800 лет т. н. (Серек, 1965). По данным А. Дрейманиса, полученным для южной части провинции Онтарио, первое существенное похолодание в висконсине Северной Америки происходило около 50 000 лет т. н. (морены Скарборо и Бредтвилл, разделенные интерстадиальными слоями Сан-Пьер). Затем отмечается продолжительное потепление, интерстадиал Порт-Толбот 47 000 — 25 000 лет т. н. (Dreimanis, 1965). Максимальное распространение ледника датируется американскими исследователями в 20 000—19 000 лет т. н. (подстадия вудфорд в центральном Иллинойсе (Freye e. a., 1965). Время формирования системы краевых образований на северо-востоке США и в Канаде (30 конечных морен) определяется американскими исследователями в 8000 лет (20 000—12 000 лет т. н.).

Дополненные построением палеотемпературных кривых (рис. 2) вышеуказанные данные свидетельствуют о ритмическом и вместе с тем о прогрессирующим похолодании климатов северного полушария, начавшемся около 70 000 и достигшем максимума 20 000 лет назад. С максимальным похолоданием связано и начало формирования краевых зон.

На северо-западе Русской равнины в результате комплексных палеогеографических и геохронологических исследований 1967—1968 гг. были выявлены три типа разрезов, относящихся ко времени наступления валдайского оледенения и расположенных как во внешней, так и во внутренней его зонах.

Первый тип был определен в связи с попыткой оценить возраст краевых образований максимальной стадии оледенения. Был вновь исследован разрез на р. Пучка, расположенный близ границы максимального распространения валдайского ледника и впервые изученный К. К. Марковым (Марков, 1939). На этой реке известны два обнажения межморенных озерных осадков. Одно — на левом берегу реки у дер. Покровское, другое — в 1 *км* выше по течению, на правом берегу. Стратиграфическая привязка их к последнему оледенению обеспечивается торфяником микулинского возраста (Марков, 1939), лежащим на нижней морене и в основании указанной озерной толщи второго обнажения. В обнажении у дер.

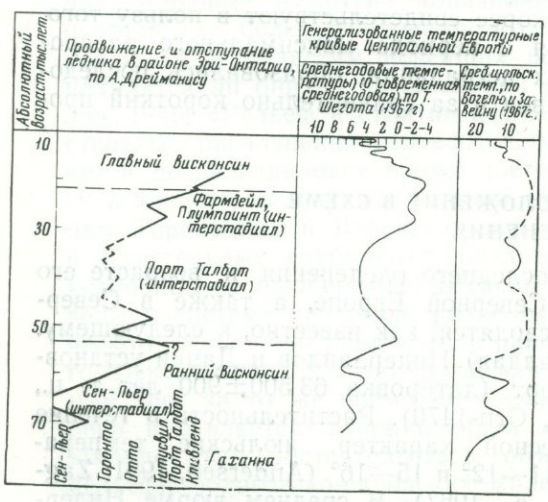


Рис. 2. Палеоклиматические кривые и кривые развития последнего оледенения Северной Америки и Центральной Европы

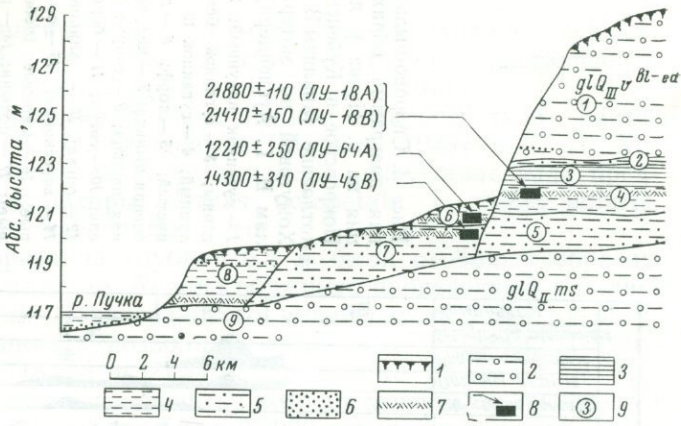


Рис. 3. Зарисовка разреза на р. Пучка у дер. Покровское. Составил В. Г. Ауслендер

1 — почвенно-растительный слой; *2* — суглинок валунный; *3* — глина; *4* — суглинок безвалунный; *5* — суглинок песчанистый; *6* — песок; *7* — тонкие (1—4 *см*) прослои торфа; *8* — места отбора образцов для радиоуглеродного анализа; *9* — номера слоев

Покровское была установлена последовательность слоев, интересная тем, что в разрезе оказались выраженными осадки различных этапов развития валдайского оледенения (рис. 3). Разрез коренного берега (сверху вниз):

0—4,7 *м*. Суглинок валунный, коричневый, с линзовидными прослоями тонкозернистого желтого песка мощностью 1—3 *см* вблизи контакта с нижележащим слоем.

4,7—5,0 *м*. Супесь горизонтальнослоистая, зеленовато-серая.

5,0—6,0 *м*. Глина серая.

6,0—7,2 *м*. Суглинок песчаный, серый, горизонтальнослоистый, с прослоем торфа мощностью 1—3 *см* на глубине 6,2 *м*.

7,2—9,0 *м*. Супесь серая, однородная, горизонтальнослоистая.

Разрез второй надпойменной террасы Кубенского озера (высотой 10—14 *м*), прислоненной к описанному выше склону (сверху вниз от тылового шва террасы).

0—1,1 *м*. Суглинок песчаный, серый, горизонтальнослоистый, с прослоями торфа мощностью 2—3 *см* на глубине 0,85 *м*, выклинивающимися на границе с коренным склоном.

1,1—3,0 *м*. Супесь серая, горизонтальнослоистая, с тонкими прослойками торфа на глубинах 1,1; 1,4 и 1,95 *м*, выклинивающимися на границе с коренным склоном.

Осадки прислоненной озерной террасы, судя по определениям растительных макроостатков (арктическая флора: Druas octopetala L., Polygonum viviparum, Betula nana) и радиоуглеродным датировкам, сформировались значительно позднее подморенной толщи (слои 2—5). Слой супеси (1,1—3,0 *м*) образовался в период крестецко-лужского отступания валдайского ледника, характеризовавшийся значительным обводнением низин северо-запада Русской равнины. Слой суглинка (0—1,1 *м*) образовался в среднем дриасе. Здесь Т. Д. Колесниковой обнаружены Dryas octopetala и Salix nummularia.

В разрезе пойменной террасы р. Пучки, прислоненной к озерной террасе, обнажается слой серовато-желтых суглинков с прослоями песка (слой *8*). В нижней части — с прослойкой торфа. Мощность слоя 2,4 *м*. Близ уреза воды можно наблюдать морену московского оледенения, представленную серыми валунными суглинками (слой *9*).

По данным спорово-пыльцевого анализа (рис. 4), значительная доля участия пыльцы кустарниковых и кустарничковых берез указывает на довольно суровые климатические условия, в которых формировалась подморенная толща. Лишь в наиболее благоприятное время, которому отвечают нижние слои толщи (глубина 6,2—8,3 *м*), развивались еловые и елово-сосновые редколесья. В целом во флоре господствовали гипоарк-

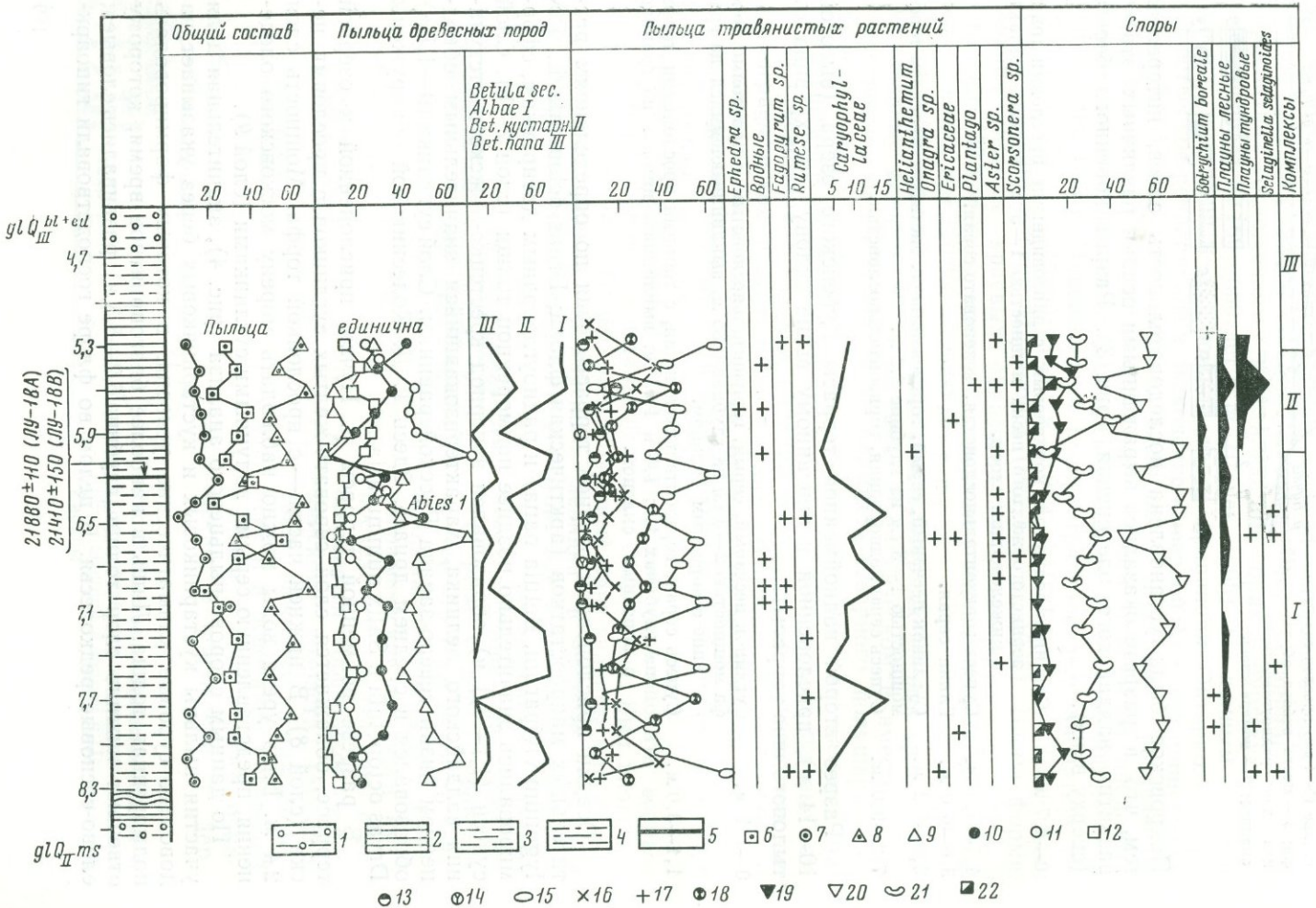


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения на р. Пучка у дер. Покровское в Кубенской котловине (анализы В. И. Хомутовой по материалам В. Г. Ауслендера)

1 — суглинок валунный; *2* — глины; *3* — суглинок безвалунный; *4* — суглинок песчанистый; *5* — торф; *6* — древесная пыльца; *7* — недревесная пыльца; *8* — споры; *9* — ель; *10* — сосна; *11* — береза; *12* — ольха; *13* — злаковые; *14* — вересковые; *15* — осоковые; *16* — маревые (лебедовые); *17* — полыни; *18* — разнотравье; *19* — сфагновые мхи; *20* — зеленые мхи; *21* — папоротники; *22* — плауны

тические и аркто-альпийские элементы, и диаграмма отражает существование лесотундровой и тундровой растительности, произрастающей в условиях приближения ледника к району Кубенского озера.

Эти данные подтверждаются определением макроостатков растительности. Анализами К. И. Солоневич (Марков, 1939) и Т. Д. Колесниковой в озерной толще было установлено присутствие ряда представителей арктической флоры: Dryas octopetala L., Salix polaris, Salix rotundifolia Trantv, Salix nummularia.

Из описанного разреза на глубине 6,2 *м* были отобраны образцы для радиоуглеродного анализа. Анализ образцов, проведенный в радиоуглеродной лаборатории Ленинградского университета под руководством Х. А. Арсланова, позволил установить следующий возраст: 21 880±110 (ЛУ-18 А) и 21 410±150 (ЛУ-18 В) лет т. н. Полученные данные позволяют оценить возраст морены, покрывающей датированную толщу, приблизительно в 20 000 лет, что находится в прямом соответствии с возрастом максимальной стадии последнего оледенения, установленным на территориях ГДР и США.

Второй тип разрезов был изучен на территории г. Ленинграда. На 20—23-метровой террасе Приневской низины на Гражданском Проспекте была заложена скважина, которая позволила установить следующую последовательность слоев:

0,0—2,5 *м*.	Песок тонко- и мелкозернистый, пылеватый, светло-серый, ожелезненный.
2,5—3,2 *м*.	Глина ленточная, светло-серая.
3,2—7,3 *м*.	Валунный суглинок (морена), темно-серый.
7,3—13,5 *м*.	Песок тонкозернистый, светло-серый, слюдистый, пылеватый, с редким растительным детритом.
13,5—14,7 *м*.	Супесь плотная, серая, с растительным детритом и вивианитом.
14,7—15,7 *м*.	Песок мелкозернистый, слюдистый, с прослоями торфа.
15,7—15,9 *м*.	Торф слабо разложившийся, плотный, листоватый.
15,9—19,2 *м*.	Песок мелко- и среднезернистый, с растительным детритом.
19,2—19,9 *м*.	Глина плотная, жирная, темно-серая, битуминозная, с вивианитом.
19,9—22,6 *м*.	Глина ленточная, коричневато-серая.
22,6—24,0 *м*.	Супесь голубовато-серая, пылеватая, с прослоями ленточной глины и валунного суглинка.
24,0 *м* и глубже.	Валунный суглинок, плотный, коричневатый.

Межморенная толща, вскрытая на глубине 7,3—24,0 *м* (абсолютная отметка подошвы 2,3 *м* ниже ур. моря), выполняет плоскую депрессию, выработанную в кровле морены, в свою очередь, подстилающейся мгинской морской толщей микулинского межледниковья. По заключению Р. Н. Джиноридзе, на глубинах 14,0—15,3 *м* встречены пресноводные холодноводные диатомовые водоросли: Melosira islandica subs. helvetica O. Mill, Pinnularia borealis Ehr., Epithemia turgide (Ehr.) Kutz, Eunotia praerupta Ehr. По данным Е. А. Спиридоновой, проводившей спорово-пыльцевой анализ, в слое ленточных глин и в нижней части межморенной толщи преобладает пыльца перигляциальной растительности, в целом характерная для приледниковой зоны. В песках, супесях и в прослое торфа господствует пыльца сосны и ели при незначительном содержании пыльцы березы и ольхи. Отмечены единичные зерна широколиственных (вяза, дуба, липы), постоянно присутствует пыльца лещины. В песках, супесях и в прослое торфа несколько увеличивается содержание перигляциальных элементов, однако они не достигают значений, отмеченных для ленточной толщи. Пыльца и споры характеризуют межстадиальные условия. Радиоуглеродные датировки образцов из прослоев торфа по гумусу, осуществленные в лаборатории ЛГУ, по сообщению Х. А. Арсланова, составляют 40 000± ±600 лет т. н. (ЛУ-22) и 39 000±800 л. н. (ЛУ-63).

Таким образом, описанные межстадиальные отложения значительно старше тех, которые вскрыты на р. Пучка: они относятся к среднему валдаю. Обращает на себя внимание то, что пыльцевые спектры, установленные для ленинградских межстадиальных слоев, значительно теплее, чем те, которые были определены в погребенном торфянике на р. Пучка.

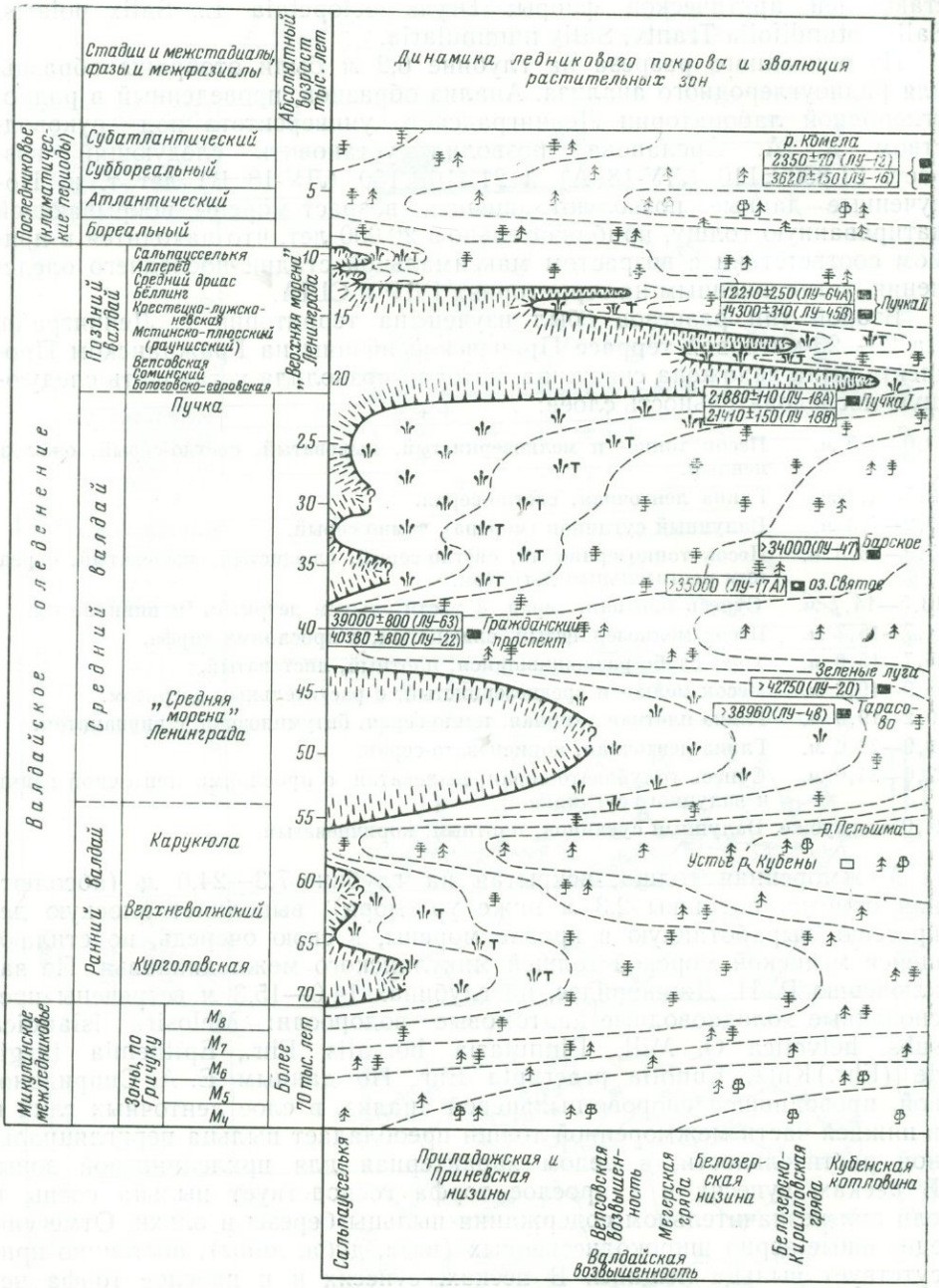
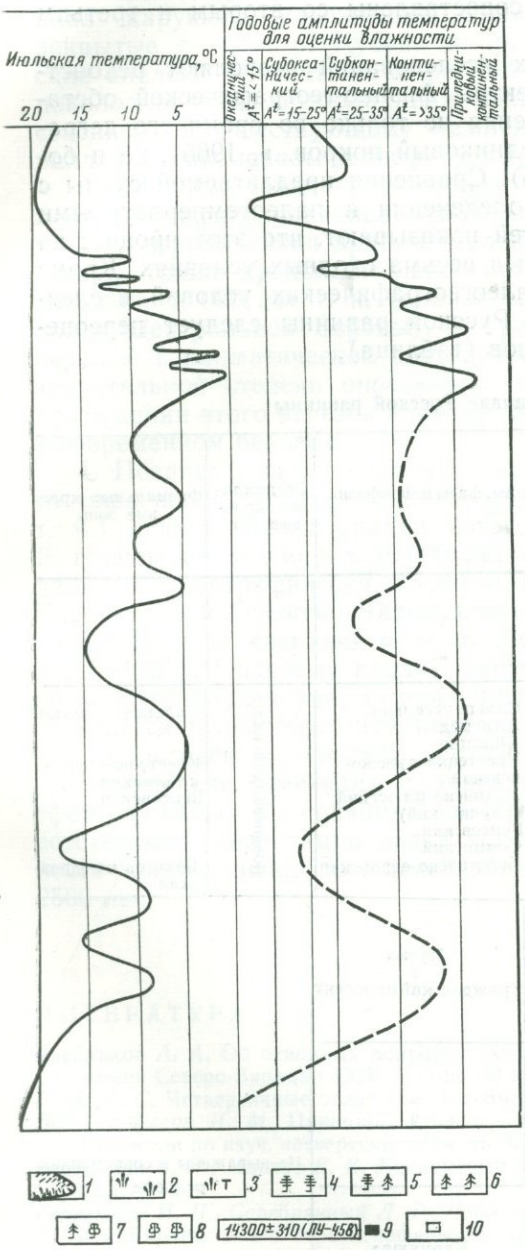


Рис. 5. Изменение физико-географических условий в связи с развитием последнего оледенения на северо-западе РСФСР

1 — **ледник**; *2* — **перигляциальная** тундра; *3* — перигляциальная лесотундра; *4* — **северная** тайга; *5* — средняя тайга; *6* — южная тайга; *7* — хвойно-широколиственные леса; *8* — **широколиственные леса**; *9* — **опорные разрезы с датировками по** C^{14}; *10* — **разрезы с данными только** спорово-пыльцевого анализа

Третий тип разрезов был вскрыт двумя скважинами в районе Кубенского озера. Первая скважина (№ 220) расположена в границах оледенения, в устье р. Кубены, вторая (№ 28) — на р. Пельшма в Присухонской низине уже за границей валдайского оледенения.

В разрезе скважины 220 между моренами московского и валдайского оледенений залегают озерно-ледниковые и озерные образования, представленные (снизу вверх) ленточными глинами, суглинками и горизонтальнослоистыми супесями общей мощностью 6 м. Данные спорово-пыльцевого анализа, выполненного С. Ф. Бам, показывают, что межморенная толща образовалась в еще более благоприятных климатических условиях, чем те, которые были охарактеризованы при описании двух предыдущих типов разрезов. Максимальное содержание широколиственных — 15%, в значительном количестве присутствуют ольха и орешник. От характеристик межледниковых разрезов спорово-пыльцевые комплексы разреза скважины 220 отличает состав трав, в котором существенна роль ксерофитных элементов флоры (до 30%).



Близкая картина наблюдается и в скважине 28. Спорово-пыльцевые комплексы, очевидно, указывают на своеобразные растительные сообщества, в которых имели место черты, сближающие их со смешанно-широколиственными лесами. Однако участие кустарников берез и ксерофитов указывало на влияние уже существовавшего валдайского ледника. Построения геологических разрезов показывают, что межморенные осадки в скважинах 220 и 28 залегают стратиграфически выше микулинских и значительно ниже разреза р. Пучка. Они отражают наиболее теплые условия в процессе развития последнего оледенения и могут быть сопоставлены с разрезом Карукюла, возраст которого, по последним данным Х. А. Арсланова, превышает 53 000 лет (устное сообщение).

Резюмируя вышеизложенное, можно сказать, что все три типа разрезов озерных отложений не являются одновозрастными и принадлежат различным этапам развития валдайского оледенения,

которые предшествовали началу образования его краевых зон, выраженных в современном рельефе.

В настоящее время на северо-западе Русской равнины изучено около 25 разрезов скважин и обнажений, сопоставленных с вышеописанными тремя типами. Многие разрезы, которые рассматривались ранее как соминские, при более детальном изучении их положения в строении четвертичной толщи представляются нам теперь более древними, добологовскими. Они могут быть сопоставлены со вторым и третьим типами межстадиальных разрезов.

Новые результаты комплексных исследований позволяют реконструировать некоторые основные спектры физико-географической обстановки в период последнего оледенения не только во время его деградации («Последний европейский ледниковый покров...», 1965), но и более ранние этапы развития (рис. 5). Сравнения предлагаемой схемы с последними данными о развитии оледенения и палеотемпературными кривыми зарубежных исследователей показывают, что этот процесс на севере Европы и Америки протекал в весьма сходных условиях. Кроме того, в свете анализа развития палеогеографических условий последнего оледенения на северо-западе Русской равнины следует переоценить значимость различных его этапов (таблица).

Этапы валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины

Региональная стратиграфическая шкала		Элементы стратиграфического разреза в районе Ленинграда и на Карельском перешейке	Стадии и межстадиалы, фазы и межфазиалы		Стадиальные краевые зоны	Фазиальные краевые зоны
Послеледниковье		Надморенная толща				
Валдайское оледенение	поздний валдай	«Верхняя морена»	Поздневалдайская стадия	Сальпаусселькя Аллерёд Бёллинг Крестецко-лужско-невская Мстинско-плюсский (раунисский) Вепсовская Соминский Бологовско-едровская	поздневалдайская	Сальпаусселькя Крестецко-лужско-невская Венсовская Бологовско-едровская
	средний валдай	Межморенная толща	Средневалдайский межстадиал	Пучка ? Гражданский проспект	Не выражены в современном рельефе	
		«Средняя морена»	Средневалдайская стадия	? ?		
	ранний валдай	Послемикулинская водная и водно-ледниковая толща	Ранневалдайский межстадиал	Карукюла ?		
			Ранневалдайская стадия	? Верхневолжский Курголовская		

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Представляется целесообразным подразделение последнего оледенения на три отрезка: ранний валдай (70 000—55 000 лет т. н.), средний валдай (55 000—21 000 лет т. н.) и поздний валдай (21 000—10 000 лет т. н.).

2. Раннему валдаю соответствуют начальные эпизоды оледенения: начальная (курголовская) фаза, верхневолжский межфазиал, межстадиал карукюла (с которым сопоставляются межстадиальные слои, вскрытые в устье р. Кубена на р. Пельшма), и их западноевропейские аналоги. Климатически ранний валдай отражает начало процесса похолодания при преобладании теплого климатического режима, свойственного предшествующему межледниковью. Краевые формы раннего валдая в современном рельефе не выражены.

3. Среднему валдаю соответствует первая значительная подвижка ледника, зафиксированная «средней мореной» Ленинграда (Яковлев, 1925) и ограниченная приблизительно северной частью карбонового уступа, а также продолжительное потепление, оптимум которого приходится на 40 000 лет т. н. (аналог средневюрмского потепления Западной и Центральной Европы). К среднему валдаю относится и общий перелом в климатической обстановке: холодные ледниковые условия в значительной степени определяют характер развития ландшафтов на протяжении этого отрезка времени. Краевые формы также не выражены в современном рельефе.

4. Позднему валдаю отвечает наиболее холодный период последнего оледенения. В начале этого периода (приблизительно 20 000 лет т. н.) ледник достиг границ своего максимального распространения. В течение последующих 10 000 лет осуществляется процесс его деградации. Стратиграфически позднему валдаю на широте Ленинграда, на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках соответствует единый горизонт морены: «верхняя морена» Ленинграда в понимании С. А. Яковлева (1925). Позднему валдаю соответствует вся система краевых зон последнего оледенения, выраженная в рельефе Северо-Запада. Представляется целесообразным выделять лишь четыре комплекса краевых зон: бологовско-едровский, вепсовский, крестецко-лужско-невский и сальпаусселькя, имеющих фазиальный характер. Краевые зоны были сформированы в сравнительно непродолжительное время, соответствующее деградации льдов последнего оледенения. Продолжительность разделявших их межфазиальных интервалов не превышала 2500 лет.

ЛИТЕРАТУРА

Алейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогеновых) отложений Северо-Запада СССР. Изд-во ЛГУ, 1960.

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

Ван-дер-Флерк И. М. Принципы стратиграфии плейстоцена Западной Европы. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 26, 1961.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1939.

Герасимов И. П., Серебрянный Л. Р., Чеботарева Н. С. Антропоген (плейстоцен) Северной Европы и его стратиграфические компоненты.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 6.

Зубаков В. А. Проблема геологической синхронизации в климатостратиграфии.— Сов. геология, 1963, № 8.

Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги.— Труды Верхневолжской экспед., вып. 1. Л., 1939.

Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период. Изд-во МГУ, 1967.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебания климата. М., Гостехиздат, 1939.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Орвику К. К., Пиррус Р. О. Межморенные органогенные отложения в Карукюла.— В сб. «Литология и стратиграфия четвертичных отложений в Эстонии». Таллин, 1965.
Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965.
Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Соколов Н. Н. Геологическое строение и история развития рельефа Северо-Запада РСФСР.— В сб. «Северо-запад РСФСР, физико-географическое описание». М., Изд-во АН СССР, 1949.
Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окресностей.— Изв. Научно-мелиорацион. ин-та, № 1925, вып. 89; 1926, вып. 10—13.
Andersen S. T. Vegetation and its environment in the Early Meichselian Glacial (Last Glacial). Danmarks Geol. Undersokn. II raekke, 1961, No 75.
Cepek A. G. Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbon-datierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal.— Geologie, 1965, Jg. 14, H. 5/6.
Dreimanis A. a. Vogel J. C. Reevaluation of the length of the Pert Talbot interstadial in the Lake Erie region, Canada.— Contrib. Dept Geology, Univ. West Ontario, 1965, N 69.
Emiliani C. Pleistocene temperatures.— J. Geol., 1965, v. 63, N 6.
Gross H. Das Mittelwürm in Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1964, Bd. 15.
Frye J. C., Willman H. B., Black R. F. Outline of the glacial geology of Illinois and Wisconsin. Quaternary of the United States. Princeton, 1965.
Van der Hammen T., Maarleveld G. C., Vogel J. C., Zagwijn W. H. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last Glacial in the Natherland.— Geol. en mijnbouw, 1967, Bd. 46, N 3.
Zagwijn W. H. Vegetation, climate and radiocarbon datings of the Late Pleistocene.— Meded. Geol. stichting, 1961, n. s., v. 14a.

К ПРОБЛЕМЕ СТРОЕНИЯ МЕЖЛОПАСТНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ В ПРЕДЕЛАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

С. В. ЯКОВЛЕВА

Применение глубокого бурения позволило познакомиться с геологическим строением многих возвышенностей северо-запада Русской равнины. Теперь доказано, что некоторые из них, например Судомские высоты, сложены нацело четвертичными отложениями мощностью до 220 *м* (Шульц и др., 1963). В основании других имеются лишь небольшие поднятия кристаллического фундамента и палеозойских пород. Такое поднятие наблюдается в области возвышенности центральной части Карельского перешейка. Оно достигает около 40 *м* и перекрыто толщей четвертичных отложений мощностью свыше 128 *м*. Некоторые возвышенности, в том числе Олонецкая на Онежско-Ладожском перешейке и Ордовикское плато в Ленинградской области, перекрыты лишь маломощных чехлом из четвертичных отложений и в основном сложены более древними породами. Мощность четвертичных отложений возрастает здесь лишь во впадинах, рассекающих плато.

Возвышенности препятствовали свободному продвижению ледников, которые под их влиянием разбивались на отдельные потоки. Поэтому распространение материкового ледника нельзя рассматривать как движение единого монолитного тела. Он состоял из тесно взаимодействовавших потоков, сила которых во многом зависела от характера их ложа.

Значение выступов ледникового ложа для задержки движения льдов и накопления конечных морен давно отмечалось исследователями разных стран. В 1899 г. С. Н. Никитин (стр. 151) писал: «Гряды моренного ландшафта суть полосы наибольшего сопротивления ледникового

ложа поступательному движению ледника». В Западной Европе по этому вопросу имеется обширная литература, обзор которой дал Ф. Ваншаффе (Wahnschaffe, 1921). Позднее этому вопросу уделяли много внимания С. Бубнов (Bubnoff, 1939) и К. Бюлов (Bülow, 1939). Х. Хекк в 1961 г. высказал предположение, что во время оледенений варта и висла в Мекленбурге существовали нунатаки, не покрывавшиеся льдом, к которым он причислил и острова Рюген и Узедом. Ю. Лейвиска (Leiviskä, 1927) считал, что гряды Сальпаусселькя в Финляндии возникли на гранитном цоколе. Наиболее ярким примером служит безвалунная область на востоке США, обтекавшаяся всеми ледниками, а также глубокое проникновение к югу Днепровского и Донского языков.

В области распространения позднечетвертичных оледенений, не достигавших большой мощности, связь распространения ледника со строением его ложа проявилась особенно сильно (рисунок).

Чтобы понять динамику развития позднечетвертичных оледенений на северо-западе Русской равнины, необходимо определить положение краевых зон, оставленных ледниками в различные моменты их существования.

Краевой пояс осташковского оледенения. Продолжительная фаза оледенения, оставившая наиболее четкий пояс краевых ледниковых образований, описывалась в Западной Европе как мекленбургская стадия (Гийки), большая балтийская или тектоническая фаза (Гейниц), балтийско-валдайская фаза (Бубнов), померанская стадия (Вольдштедт), балтийская подвижка (Зергель), балтийская фаза (Граман); в Польше и Литве они известны под названием балтийской и поморской фаз. Далее к востоку она известна под названием Валдайской конечноморенной гряды и следует в широтном направлении до г. Торопец, откуда поворачивает на северо-восток и достигает г. Осташков, по которому А. И. Москвитин (1948, стр. 33) и предложил это оледенение назвать осташковским.

Гряда идет далее через города Валдай и Боровичи, прерывается в области Тихвинской водной системы и появляется вновь, направляясь к Онежскому озеру и следуя к югу от него в сторону р. Вытегра. На всем этом пространстве гряда выражена неодинаково. Ширина ее от 18 до 80 км. Наибольшие высоты расположены между верховьями рек Пола и Мста, где гряда совпадает с выступом каменноугольных песчано-глинистых пород угленосной свиты и известняков окской и серпуховской свит. Высшие точки гряды — г. Каменник (321 *м*) у оз. Стерж и г. Ореховая (305 *м*) у северного окончания оз. Селигер, среднюю же высоту гряды можно принять в 220—250 *м*. К долине р. Мста Валдайская гряда изгибается, очерчивая положение бывшего здесь ледникового языка. К северу от Мстинской впадины Валдайская гряда идет возвышенной полосой высотой около 200—244 *м*, с наибольшими высотами в верховье р. Сясь (257 и 279 *м*). Продолжение гряды к северу лежит в пределах высот 160—250 *м*. Высшие точки находятся в истоках р. Оять (287 *м*) и у подхода гряды к Онежскому озеру (270 *м*).

По обе стороны от валдайской гряды местность понижается; таким образом, она находится на водоразделе рек, принадлежащих бассейну Балтийского, Черного и Каспийского морей. На северо-западе гряда обрывается уступом, сильно деформированным, местами террасированным, но весьма заметным в рельефе. Это так называемый карбоновый глинт, неоднократно описывавшийся многими геологами (Соколов, 1949; Чеботарева, Вигдорчик и др., 1961).

Поток осташковского ледника, надвигавшийся из юго-восточной Финляндии, следовал по впадине Чудского озера и р. Великая. Он был зажат между возвышенностями Ордовикского плато и Лужской на востоке и Пандивере и Отепя на западе.

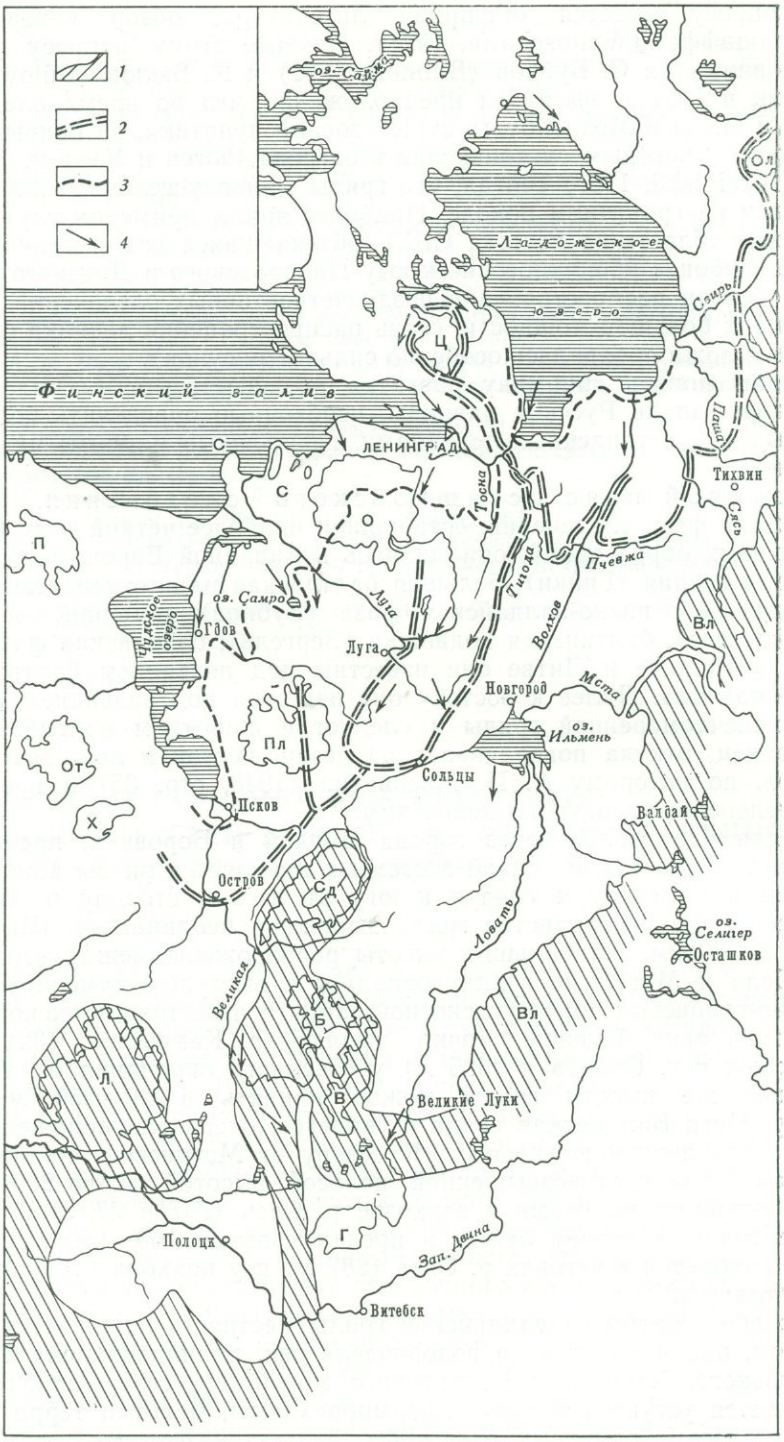


Схема распространения позднечетвертичных ледников в бассейне Финского залива

1 — краевой комплекс осташковского оледенения; *2* — краевой комплекс карельского оледенения; *3* — краевой комплекс невской стадии; *4* — главнейшие направления ориентировки валунов в моренах. Возвышенности: Ол — Олонецкая; Ц — Центральная возвышенность Карельского перешейка; О — Ордовикское плато; С — Сойкинская гора; Пл — Плюсская; П — Пандивере; Х — Ханья; От — Отепя; Сд — Судомская; Б — Бежаницкая; В — Вязовская; Л — Латгальская; Г — Городкская; Вл — Валдайская

Ордовикское плато поднимается до 125—150 *м* абсолютной высоты, высшие его точки (154 и 167 *м*) находятся в западной части. Незначительным препятствием для продвижения ледника служила Сойкинская гора (138 *м*). Плюсская возвышенность, сложенная в основном палеозойскими известняками, достигает высоты 100—170 *м* и имеет сильный подъем к востоку от верховья р. Пскова (156 и 206 *м*), у сг. Новоселье (178 *м*) и к западу от пос. Струги Красные (179 *м*).

Возвышенность Пандивере, в основе которой находится поднятие карбонатных пород ордовика (Орвику, 1960), характеризуется средней абсолютной высотой 100—125 *м*. Поверхность массива Пандивере слабо всхолмлена и лишена высоких моренных холмов. Высшие ее точки расположены на юго-западе (г. Эбавере, 146 *м*), на юго-востоке (г. Келлавере, 156 *м*) и на крайнем юге (г. Эмумяги, 166 *м*). Высоты Отепя, лежащие между оз. Выртсъярв и Псковское, достигают 150—200 *м*. Наибольшие отметки наблюдаются на западе (г. Кутсе, 217 *м*), в центре и на севере (152 *м*) массива. Вся возвышенность покрыта моренными холмами (Орвику, 1960) и имеет ядро из девонских пород и четвертичную толщу, включающую три морены (Каяк, 1964).

На дальнейшем пути к югу Чудской поток был ограничен с востока Судомскими, Бежаницкими и Вязовскими высотами, а с запада — Ханья и Латгальскими. Средняя высота Судомских высот 150—200 *м*, а наибольшие находятся близ северного склона (у дер. Подгорье, 288,8 *м*) и на юго-востоке (г. Судома, 293 *м*). Полоса высотой свыше 200 *м* тянется в направлении, близком меридиональному. Большая часть Судомских высот покрыта моренными холмами, но повышенные плоские водоразделы лишены их и являются областью распространения безвалунных суглинков с единичными камами и озами (Шульц и др., 1963). Поднятия девонских пород в основании возвышенности нет, она сложена целиком четвертичными отложениями мощностью до 220 *м*. Среди них выделяются четыре слоя морен и три межморенные толщи.

К югу от Судомских высот, за понижением, занятым р. Сороть, поднимаются Бежаницкие и Вязовские высоты. Бежаницкие имеют ядро из дочетвертичных пород высотой до 140 *м* (Исаченков, 1968) и поднимаются выше 200 *м* (абс. высота), а самые высокие отметки находятся на севере (328 *м*) и в центральной части (279 *м*). Четвертичный покров заключает до пяти морен. Расположенные южнее Вязовские высоты достигают такой же высоты; их высшие отметки находятся на северо-востоке (233 *м*) и юге (264 *м*). Поверхность Вязовских высот ровнее, чем Бежаницких. Возможно, это объясняется тем, что они находились в тени, под защитой Бежаницких и Судомских поднятий, принимавших на себя основной напор ледника. Отсюда местность понижается до 150 *м*, включая целую систему озер у г. Невель. Затем идет подъем к г. Городок до абсолютной высоты 200—250 *м*.

Возвышенность Ханья расположена на выступе кристаллического фундамента, перекрытого доломитами девона и четвертичными отложениями, включающими до трех морен (Каяк, 1964). Это так называемое Локновское поднятие (Люткевич, Пейсик, 1957). На поверхности выступают три главные приподнятые точки: на западе г. Суур-Мунамяги, 317 *м* (по К. К. Орвику, это высшая точка восточной Прибалтики) и г. Делиня-Кално, 270 *м*, а на северо-востоке вершина в 230 *м*.

Латгальская возвышенность сложена доломитами франкского яруса верхнего девона и четвертичной толщей мощностью свыше 30 *м*, которая состоит из трех морен и двух межморенных толщ, имеющих межледниковый характер (Крукле, Лусиня, 1963). Продолжение Латгальских высот можно видеть в возвышенной полосе, огибающей двумя дугами Полоцкую низину, с абсолютными высотами до 226—285 *м*. Эта полоса характеризуется холмистым рельефом, который по своей сохранности отвечает таковому осташковского оледенения на востоке и бал-

тийского на западе. Он оставлен Чудским потоком, свободно распространившимся по Полоцкой низине после выхода из узкой депрессии р. Великая.

О направлении Чудского потока свидетельствует и ориентировка валунов в морене. До г. Опочка она близка меридиональной, южнее становится юго-восточной, что указывает на обтекание ледников Бежаницких высот. Комплекс валунов отвечает составу пород северо-восточного побережья Финского залива: плагиоклазовые гнейсы, мигматиты, биотитовые сланцы, из руководящих пород — выборгский рапакиви, изредка хогландский кварцевый порфир и кварцево-полевошпатовые порфиры из области г. Миккели в Финляндии.

Между Псковом и Порховом, под мореной осташковского ледника и на нижележащей морене (вероятно, калининского возраста) М. А. Солуниной и другими обнаружена межморенная толща в виде сапропелевых пластичных битуминозных почти черных глин мощностью до 12 м с большим количеством пыльцы древесных пород. Ее, по-видимому, можно отнести к молого-шекснинскому межледниковью.

Другой крупный поток осташковского ледника направлялся по впадине Ладожского озера и р. Ловать к югу. Он были ограничен карбоновым плато на востоке и описанными выше высотами на западе и сгрудил на их склонах моренный материал (Яковлева, 1937).

Состав валунов и положение их длинных осей подтверждают вывод о том, что ледник двигался сначала к югу, а затем повернул к юго-западу, согласно расположению окружающих низменность высот. На всем протяжении валуны в морене принадлежат породам северного побережья Ладоги, если не считать обломков местных девонских пород, насыщающих местами морену до состояния рихка. Среди кристаллических пород в валунах господствуют плагиомикроклиновые гнейсо-граниты, биотитовые и амфиболовые сланцы ладожской формации. Эти породы иногда обогащены гранатом и другими минералами, связанными с метаморфическими породами: ставролитом, силлиманитом, кордиеритом и андалузитом. В меньшем числе встречаются представители метасоматических и интрузивных пород, среди которых наиболее распространены диабазы.

Значительно сложнее был путь для части ледника, попавшей в район вершины Финского залива. Зажатый между мощными, стекавшими по впадинам Чудским и Ладожским потоками, он должен был распространяться в условиях изменчивого и постепенно поднимающегося ложа. Для осташковского оледенения пока трудно наметить картину его движения на этой территории, но она становится значительно яснее для более слабого карельского оледенения.

Краевой пояс карельского оледенения. Границу карельского оледенения можно проследить вдоль Островско-Ладожского конечноморенного пояса. Он не имеет сплошного распространения, но с перерывами прослеживается на всем этом пространстве. О конечноморенных образованиях этой гряды до сих пор имелись лишь разрозненные сведения, касающиеся отдельных ее участков. При этом преобладание в ее строении песчаных, часто слоистых отложений приводило к тому, что фрагменты ее описывались в качестве озов, например «Солецкий оз» И. В. Даниловского (1932).

Островско-Ладожский пояс выражен в рельефе иначе, чем Осташковская, и их даже трудно сравнивать. Вместо широкой сплошной холмисто-моренной полосы и высоких дуг конечных морен, мы имеем здесь невысокие прерывистые узкие валообразные гряды, переходящие в пологие валы высотой всего в несколько метров и только изредка поднимающиеся в виде резко очерченной гряды до 30—40 *м* относительной высоты. Такая гряда состоит из одного или нескольких параллельных валов и местами переходит в группы камов.

К востоку от Пскова, по границе карельского оледенения, достигавшего г. Остров, выделяются три дуги конечноморенных образований: Солецкая, Поречье-Лубины-Медведская и Городище-Уторгошская. Они гирляндообразно изгибаются к юго-востоку и западным концом примыкают к наиболее возвышенной части Плюсской возвышенности (178 *м*), между ст. Лапино и Новоселье. Поднимаясь на препятствие, ледник нагромоздил систему суглинистых холмисто-моренных образований (ст. Новоселье), увенчанную валообразными конечными моренами (сел. Поречье, Чернева и др.). Под мореной карельского оледенения, залегающей на поверхности, в районе Новоселья и в Карамышевском районе скважинами вскрыта толща безвалунных песков мощностью до 27 *м*, подстилаемая осташковской мореной (данные М. А. Солуниной).

Солецкая гряда идет по левому берегу р. Шелонь от г. Сольцы до пос. Павы, поднимаясь до 15 *м* над окружающей местностью (абс. высота 50 *м*) при ширине основания 0,4—4,0 *км* и общей длине 45 *км*. Сложена она крупным слоистым песком с прослоями галечника и валунов. Ширина гряды, форма и ориентировка не позволяют относить ее к озам. Очевидно, оно представляет собой конечную морену. У г. Сольцы эта конечная морена образует одну гряду, но к западу распадается на ряд параллельных песчано-галечных валов высотой до 15 *м*.

В 12 *км* к северу находится другая конечноморенная полоса, образованная небольшими грядами, сложенными валунным песком и суглинком. Она образует гирлянду от пос. Медведь, через Лубины до с. Боротно. Еще одна такая же гряда лежит в 10—12 *км* к северу, по линии деревень Большая Уторгош, Звад, Дертини. Последняя значительно ниже и хуже выделяется в рельефе.

От пос. Медведь гряда продолжается к северо-востоку на деревни Межник, Менюши. Она здесь низкая, в высших точках достигает всего 8 *м*. Ширина ее около 0,5 *км*, длина до 25 *км*. Сложена она крупным слоистым песком с прослоями гальки и валунов и в свое время принималась И. В. Даниловским (1932) за оз, чему противоречат ее ширина и ориентировка. После значительного перерыва, занятого болотистым понижением, гряда выступает вновь, сохраняя то же направление на северо-восток и север.

М. Э. Янишевский (1931, стр. 27), описывая эти гряды в верховье р. Тигода, говорит, что они имеют вид «...вытянутых холмов, иногда резко возвышающихся над местностью и состоящих из сравнительно крупных и сильно окатанных галек и валунов, погруженных в песчаную или песчано-глинистую массу... Подобные образования сильно напоминают то, что приходилось видеть в Финляндии в области Сальпаусселькя. Не исключена возможность принадлежности части этих отложений к полосе конечноморенных образований...»

А. И. Мордвинов (1931) указывает на подобное строение гряд, идущих по водоразделу верховьев рек Керести и Луги. Еще севернее эта гряда переходит в хорошо изученную Шапки-Кирсинскую гряду, происхождение которой неоднократно обсуждалось в литературе и возбуждало споры. М. М. Тетяев и Н. И. Потулова приписывали ей эрозионное происхождение, большинство же исследователей считает ее за типичные камы. Однако скорее эта гряда является конечной мореной, возникшей на контакте невской и ладожской ледниковых лопастей.

Около дер. Шапки гряда имеет форму камов, часть которых вытянута с севера на юг, благодаря чему они принимались за озы (Даниловский, 1932; Янишевский, 1931). В большом карьере, заложенном в западном бугре, сверху лежит супесчаная оболочка мощностью не более 1 *м* с валунами и галькой, глубже лежит слой (мощность 10 *м*) крупного песка и гравия с диагональной слоистостью, а под ним — галечники (до 5 *м*), зеленовато-серая супесь с редкими валунами и галькой (6 *м*) и, наконец, гравий с галькой и крупный песок. В этом

галечном слое и были найдены остатки морских моллюсков и позвоночных, описанные И. В. Даниловским (1932), М. Э. Янишевским (1931) и Е. В. Рухиной (1939); вопрос происхождения их был разобран позднее С. А. Яковлевым (1956, стр. 171).

К северо-западу Шапкинские холмы переходят в гряду с почти плоской вершиной, достигающую 2 *км* ширины. На этой гряде, у дер. Кирсино, наверху лежит морена, облекающая пески в виде чехла, без признака их смятия. По составу, окраске и мощности валунный суглинок Кирсинского бугра мало отличается от морены карельского оледенения окрестностей Ленинграда, которой свойственна темно-серая окраска из-за большой примеси гумуса. К северу от дер. Иваново гряда снова принимает холмистый камовый характер и идет на северо-восток до дер. Вороново, к западу от р. Назия.

Из описания конечноморенной полосы видно, что состав ее и форма тесно связаны с высотным положением. В наиболее пониженных частях, не превышающих 60—70 *м*, она представлена невысокими песчаными грядами типа поперечных озов, часто с параллельным расположением, как у г. Сольцы, пос. Медведь и в других местах. На более повышенных участках в строении этой конечной морены преобладают камы (Шапки), а в самых высоких пунктах, поднимающихся свыше 100 *м*, развиты холмисто-моренный ландшафт и валообразные конечные морены из неперемытого валунного суглинка.

Преобладание перемытого материала, хорошо выраженная слоистость, как горизонтальная, так и наклонная, местами озоподобная форма, прерывистое чередование возвышенных участков с низкими грядами, переход в камы и тесная связь с ленточными осадками — все это указывает, что Островско-Ладожская гряда, по крайней мере в самых пониженных участках, образовалась под водой. Присутствие в нижней части разреза этой конечной морены галечника с окатанными костями позвоночных и раковинами морских моллюсков подтверждает предположение о ее отложении в прибрежной части мелководного бассейна.

К юго-востоку и востоку от Островско-Ладожской конечной морены почти на всем ее протяжении располагается полоса ленточных глин. Вблизи гряды они имеют песчанистый характер, значительную толщину, нередко выклиниваются и сменяются крупными песками, непосредственно примыкающими к конечноморенным грядам. В юго-восточном направлении ленты становятся более глинистыми, утоняются и хорошо распадаются на сезонные слои. Еще дальше к востоку, на правобережье р. Шелонь и в других местах, ленточные отложения опять принимают вид прибрежных осадков и выклиниваются у подножия абразионного уступа, поднимающегося до 8—14 м относительной высоты.

На западе краевой пояс карельского оледенения, описывающий дугу по периферии низменности, прилегающей к Пскову, можно связать с Чудским языком. На водоразделе рек Черехи и Кеба происходил стык Чудского языка с Лужским, надвигавшимся по впадине р. Луга. Область стыка этих языков отмечена меридионально вытянутыми полосами камов в области Плюсской возвышенности.

С одной из стадий отступания Лужского языка связана песчаная камовая конечная морена «Липовых гор», идущая широтно от г. Луга к западу и оканчивающаяся группами камов. Восточная граница Лужского языка отмечена камами окрестностей г. Луга и слабозаметными разрозненными участками краевых образований, следующих к северу. К востоку от г. Кингисепп гряда выражена напорными конечными моренами.

Параллельно Лужскому языку двигался к югу Невский язык. Он достигал р. Шелонь, образовав конечную морену у г. Сольцы. Этапы его отступания отмечены гирляндами мелких конечных морен у Медве-

дя, Лубин и Б. Уторгоши. На востоке пределом его распространения была Шапки-Кирсинская гряда.

Еще восточнее находилась область развития Ладожского потока, граница которого очерчена краевыми образованиями в истоках р. Назия, откуда они следуют к югу до Карбусельского и Клещинского озер, образуя около них группы камов. Здесь краевой комплекс прерывается заболоченным понижением, выстланным ленточными глинами, замаскировавшими невысокие краевые образования карельского ледника. Краевой комплекс появляется вновь при подходе к р. Тигоде. Следуя меридиональному направлению, он достигает дер. Большая Дубрава, откуда поворачивает к востоку и, описав две дуги, уходит на правый берег р. Волхов. Здесь намечается поворот краевого пояса к востоку, вдоль р. Пчевжа. Затем он теряется в болоте, после чего выступает хорошо выраженной полосой, в состав которой входят камы и отдельные гряды и холмы, следующие по правому берегу р. Сясь и оканчивающиеся вблизи побережья Ладожского озера.

Большинство гряд, развитых на Волховской низменности, имеют высоту 10—20 *м*, плоскую вершину и ширину основания до 30 *м* и более. Здесь выступают краевые комплексы двух самостоятельных языков, которыми Ладожский поток проникал на Волховскую низменность по каждой из южных бухт Ладожского озера. Западный из этих языков приблизился к Шапки-Курсинской гряде, немного не доходя до нее, на востоке он соприкасался с Сясьским языком в области депрессии р. Волхов. Восточный язык к югу достигал р. Пчевжа, а на востоке переходил р. Сясь и задерживался на ее правобережье.

Под мореной Ладожского языка карельского оледенения к востоку от р. Сясь Э. Ю. Саммет обнаружил водные отложения, заключающие от 2 до 11% пыльцы широколиственных пород. Они относятся к онего-озерскому межледниковью (плюсский интерстадиал), отделявшему карельское оледенение от осташковского.

Продолжение Шапки-Кирсинской гряды к северу можно видеть в массиве Колтушевских камов, слагающих гряду север-северо-западного простирания общей длиной до 20 *км*. Абсолютная высота наиболее высоких холмов колеблется здесь в пределах 60—75 *м*. Колтушевские камы состоят сплошь из холмов и по внешнему виду вполне похожи на холмисто-моренный рельеф, но возникший не на суше, а под водой.

К север-северо-западу от Колтушевских камов лежит Румболово-Кяселевская возвышенность, детально описанная С. А. Яковлевым (1926). Ее абсолютная высота 65 *м*, а относительная — 35—40 *м*. В отличие от Колтушевских камов, Румболово-Кяселевская возвышенность сложена моренными и межморенными отложениями, отороченными с юго-запада песками с редкими валунами. Согласно С. А. Яковлеву (устное сообщение), эта возвышенность, почти равная по высоте Колтушевским камам, представляет собой более древнее образование, которое могло послужить преградой для проникновения Невского языка к востоку. Существование камов в отдельных частях юго-западного края этой возвышенности указывает, что Невский язык частично поднимался на возвышенность, но далее к северо-востоку продвинуться по ней не мог. К северу от Румболово-Кяселевской возвышенности лежит абразионная равнина, в которой все следы краевых ледниковых образований уничтожены, и лишь через 6 *км* начинается пояс камов, связанный с поясом этих форм, окружающих центральную возвышенность Карельского перешейка, и отмечающий границу стояния карельского ледника. Последний не смог подняться на эту возвышенность и обтекал ее, о чем свидетельствует и ориентировка валунов в его морене: на севере Карельского перешейка направление ее юго-восточное, у западного склона возвышенности — юго-западное и у восточного —

восток-юго-восточное. В это же время была отложена мощная гряда Вярямяянселькя у северного склона центральных высот перешейка.

По мере отступания карельского ледника все теснее становилась его связь с рельефом. В области Чудского озера он давал резко очерченный язык, достигавший, по-видимому, Пскова, хотя не исключена возможность, что он заполнял только ванну Чудского озера, не проникая в Псковское. Судя по ориентировке валунов в морене, движение льда было меридиональным. Среди них явно господствуют валуны выборгского рапакиви и сопутствующих ему микроклиновых порфир-гранитов. На втором месте стоят плагиоклазовые гнейсо-граниты (11%) и на третьем — биотитовые сланцы (6%).

Лужский язык заполнял низменность р. Луга и, поднявшись на примыкающую с юга повышенную равнину, сложенную девонскими породами, образовал небольшой язык во впадине оз. Самбро. Здесь валуны ориентированы на юго-восток.

Существование Невского ледникового языка, заполнявшего Невскую губу и простиравшегося далее к востоку по долине р. Нева, впервые было предположено С. А. Яковлевым (1926, ч. II) и установлено В. Рамсеем (Ramsay, 1928). Контуры языка были намечены геохронологическими исследованиями М. Саурамо (Sauramo, 1925) и К. К. Маркова (1931), проследившими их до г. Колпино и Рамболовской конечной морены. Эти данные относятся только к глинистой фации ленточных глин. Если учесть прибрежные фации их и сопоставить лопастную форму Рамболовской конечной морены с языками, направленными на юг, что указывает на движение льда в южном направлении, то можно предполагать, что Рамболовская конечная морена являлась пределом распространения Невского языка. Действительно, как показывает положение Кирсино-Любанской морены, движение отложившего ее льда было на восток-юго-восток и морена, отвечающая меридиональному движению ледника, должна отвечать леднику другой фазы наступания.

Сложена Рамболовская конечная морена валунным песком и суглинком. Расположена она на сравнительно возвышенной местности (порядка 60 *м* абс. высоты). Средняя высота ее очень пологого гребня около 80 *м*, а высшая точка 87 *м*. Эта конечная морена протягивается до пологого уступа, которым ее возвышенный цоколь отделяется от лежащей к востоку низины с высотными отметками 30—40 *м*. Продолжение гряды можно проследить через невысокий вал, намечающийся в 5 *км* к юго-востоку от г. Тосно и далее к северу через деревни Нурма и Нечеперт, где она близко подходит к крутому уступу Курсино-Любанской конечной морены, но не сливаясь с нею.

Местами она распадается на скопление невысоких холмов, местами прерывается, к ней примыкают с внешней и с внутренней стороны небольшие песчаные грядки и холмики различного направления. Высота ее очень незначительна — около 6—11 *м*. Сложена гряда среднезернистыми песками с редкой галькой и еще более редкими валунами. Различная высота местности, на которой были отложены отдельные отрезки Рамболово-Нечепертской гряды, обусловила различия в их строении. Край ледника у Рамболовской конечной морены располагался на высоте 60 *м* и находился выше или очень близко к уровню подпруженного им озера, поэтому ледник отложил конечную морену из непромытого валунного суглинка. Отрезок гряды между деревнями Нурма и Нечеперт образовался ниже уровня приледникового бассейна (на его дне), на 30 *м* ниже Рамболовской конечной морены. Поэтому здесь отлагался только промытый материал.

На южном берегу Финского залива Невский язык встретил на своем пути Ордовикское плато. Не будучи в состоянии перейти через него, лед устремился к востоку и югу, по его окраинам, и снова изменил свое движение на юго-восточное, обойдя высоту, чему немало способ-

ствовал и рельеф Приневской и Лужской низменностей. Что ледник в эту стадию пытался «взобраться» на Ордовикское плато и что последнее послужило препятствием для его распространения, следует из наличия многочисленных напорных морен и явлений гляциодислокаций на северо-западе плато. Эти напорные конечные морены были изучены С. А. Яковлевым (1926) и К. К. Марковым (1931). В последние годы они были подробно описаны геологами Северо-Западного геологического управления В. А. Селивановой и И. С. Недригайловой.

Напорная конечная морена, расположенная к югу от г. Ломоносово, сливается с напорными моренами, лежащими на глинте в районе пос. Ропши, связываемыми с моренами Невского языка более восточных районов. Эти конечные морены образовались в одну из стадий сокращения Невского языка, максимальному же развитию его должны отвечать значительно более удаленные в пределы Ордовикского плато конечные морены, которые и соответствуют по времени Рамболовской конечной морене. Связь их может быть прослежена через Пязелевскую гриву, очерчивающую одну из лопастей Невского языка и примыкающую к Рамболовской морене.

Краевыми образованиями Невского языка на правобережье Невы могут являться гряды Юкков и Парголова, причем последнюю надо связывать с более поздним этапом отступания ледника. Детальные геологические исследования, проводившиеся в этом районе за последние годы Т. В. Усиковой (Усикова, Малясова, 1965), показали весьма сложное строение всех упомянутых образований, что не позволяет рассматривать их как формы, связанные с одним моментом отступания ледника, а скорее как результат воздействия его в определенные этапы на ранее сформированные отложения.

ЛИТЕРАТУРА

Апухтин Н. И., Яковлева С. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Балтийского щита и сопредельных районов.— Материалы по четвертичн. геол. и геоморфол. СССР. Сборник ВСЕГЕИ, № 4. Л., Госгеолтехиздат, 1961.

Даниловский И. В. Геологическое строение западной части бассейна оз. Ильменя и правобережья р. Шелони.— Труды ВГРО, 1932, вып. 264.

Исаченков В. А. Краевые образования и некоторые особенности отступания валдайского ледника на территории Псковской области.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Каяк К. Геологическое строение краевых образований материкового оледенения Эстонии.— Тезисы докл. и кратких сообщений 2-го межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Вильнюс, 1964.

Крукле М., Вейнбергс И. О генезисе холмистых и грядовых форм рельефа в северной части Латгальской возвышенности.— Тезисы докл. и кратких сообщений 2-го межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Вильнюс, 1964.

Кукле М. Я., Лусиня Л. А., Стелле В. Я. Разрез плейстоценовых отложений у нас. пункта Филициосновы.— Вопросы четвертичной геологии, вып. XI. Рига, 1963.

Люткевич Е. М., Пейсик М. И. Северо-запад Русской платформы.— Труды ВНИГРИ, вып. 101. Очерки по геологии СССР, т. 2. Л., 1957.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— Труды ГГРУ, вып. 17. Л., 1931.

Мордвинов А. И. Четвертичные отложения западной части 41-го листа.— Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 27. Л., 1931.

Москвитин А. И. О вюрмской эпохе в Европейской части СССР.— Вестник АН СССР, 1948, № 12.

Никитин С. Н. Бассейн Волги.— Труды экспедиции для исслед. источников главнейших рек Европейской России. СПб., 1899.

Орвику К. К. Геоморфология.— Геология СССР, т. 28, Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Рухина Е. В. Материалы к изучению Шапки-Кирсинских камов.— Ученые зап. ЛГУ, 1939, № 25.

Соколов Н. Н. Геологическое строение и история развития рельефа.— В кн. «Северо-запад РСФСР». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Усикова Т. В., Малясова Е. С. К вопросу о происхождении камовых возвышенностей окрестностей Ленинграда.— В кн. «Baltika», т. 2. Вильнюс, 1965.

Чеботарева Н. С., Вигдорчик М. Е., Котлукова И. В., Малаховский Д. Б. Район валдайского оледенения. Рельеф.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.
Шульц С. С., Можаев Б. Н., Можаева В. Г., Рукояткин А. А., Доливо-Добровольский А. В., Палицын Н. Д., Пономарев Е. В. Судомская возвышенность. Л., Изд-во АН СССР, 1963.
Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей.— Изв. Научно-мелиорацион. ин-та. Л., 1925, вып. 8—9; 1926, вып. 10—13.
Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, т. 17.
Яковлева С. В. Ловатский ледниковый язык.— Труды Сов. секции ИНКВА, вып. 1. Л., 1937.
Янишевский М. Э. Геологический очерк западной части 41-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР.— Труды ГГРУ, вып. 78. Л.— М., 1931.
Bubnoff S. Osteuropäische Beiträge zur Frage der Schichtenstörungen durch Eisdruck (Pseudotektonik).— Z. Geschiebeforsch, 1939, Bd. XVI, H. 3.
Bülow K. Der Einfluß von Eis und Untergrund auf Gefüge und Formen der Grundmoräne.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1939, Bd. 91, H. 1.
Leiviskä I. Zwei Profile durch den der Salpausselkäin Lohja.— Fennia, 1927, Bd. 47, N 11.
Ramsay W. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal.— Fennia, 1928, Bd. 50, N 2.
Sauramo M. Über die Bändertone in den Ostbaltischen Ländern vom geochronologischen Standpunkt.— Fennia, 1925, Bd. 45, N 6.
Wahnschaffe F., Schucht F. Geologie und Oberflachengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. Stuttgart, 1921.

СТРОЕНИЕ ШАПКИ-КИРСИНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Е. В. РУХИНА

Изучение краевых зон оледенений показывает, что в их строении большая (часто главная) роль принадлежит водно-ледниковым отложениям. Примером краевой зоны, сложенной в основном водно-ледниковыми образованиями, может служить район Шапки — Кирсино, расположенный в 60—70 км к юго-востоку от Ленинграда (Невско-Волховский водораздел).

Одно из первых описаний района было дано С. А. Яковлевым (1926), затем М. Э. Янишевским (1931), А. И. Мордвиновым (1931), К. К. Марковым (1931). В 1934 г. геологическое строение Шапки-Кирсинской возвышенности изучалось нами (Рухина, 1939), вещественный состав (гранулометрия и минералогия) водно-ледниковых отложений — Л. Б. Рухиным (1939), остатки животных, найденных в карьере Шапки и г. Ивановская, были описаны В. И. Громовым (1939), а обломки моллюсков определены Н. М. Книповичем. В дальнейшем были поставлены специальные работы по изучению ориентировки галек во флювиогляциальных отложениях этого района, проводившиеся В. А. Даргевич (1952) и нами. Эти исследования, дополненные изучением косой слоистости, продолжались и в последующие годы.

Н. Н. Соколов (1947), не касаясь деталей строения возвышенности, относит ее, как и все предыдущие исследователи, к конечноморенным образованиям одной из последних стадий валдайского оледенения.

Более точное определение возраста краевой зоны, к которой относится Шапки-Кирсинская возвышенность, затруднено недостаточным количеством палинологически обоснованных разрезов, уточняющих положение краевой зоны последних стадий, а также значительной изолированностью краевых образований, что обусловлено малой мощностью ледника, его отмиранием в виде большой по площади мертвой глыбы и последующей денудацией краевых форм, главным образом размывом широко развитых в то время поздне- и послеледниковых бассейнов.

Большая скорость таяния ледника в лужскую и невскую стадии обусловила водно-ледниковый, преимущественно песчаный состав отложений, обеспечивающий свежесть рельефа краевых зон.

Шапки-Кирсинская возвышенность характеризуется сложностью рельефа и строения. Отдельные гряды и холмы то сливаются в сплошное неровное плато с овальными котловинами, то разделены глубокими западинами и долинами.

Среди положительных форм рельефа можно выделить гряды, холмы, часто имеющие вид «шапок», и массивы с плоскими платообразными поверхностями. Значительную часть района занимают хаотически разбросанные холмы, главным образом в центральной и северо-западной частях района (между деревнями Иваново и Староселье, в районе ст. Нурмы, дер. Турышкино и др.). Они создают основной фон холмистого ландшафта.

Песчаные гряды играют существенную роль в рельефе возвышенности. В пределах возвышенности наиболее хорошо выражены Ивановские гряды (одна из них разрабатывается, на другой расположена дер. Ивановское). Ориентировка гряд северная и север-северо-западная — в северном конце гряды имеются хорошо выраженные озовые центры. Четко выражены в рельефе гряды в районе ст. Шапки. В карьерах прослеживается строение гряд на всем их протяжении. Оно идентично строению Ивановской гряды. Строение многих гряд остается не изученным из-за отсутствия обнажений. Таковы гряды, расположенные к северо-западу от дер. Белово, к северу от дер. Белголовой и др. Эти гряды имеют вид железнодорожных насыпей, вытянутых в северо-восточном направлении. Они достигают 1 *км* длины при относительной высоте 4—5 *м*. Плоская гряда с большим количеством ответвлений прослеживается между пос. Шапки и дер. Ерзуново.

В пределах Шапки-Кирсинской возвышенности значительную площадь занимают плато. Одно из них расположено к северу от ст. Шапки до дер. Староселье. Плоская поверхность его местами усеяна неглубокими котловинами. Севернее дер. Староселье находится главное плато возвышенности. Оно протягивается до дер. Кирсино, где строение плато вскрыто карьером. Западная граница плато резко выражена в рельефе. Здесь проходит уступ, на склоне которого намечаются террасовые поверхности на высоте 46—48 и 53 *м*. Восточный склон не имеет резких границ.

Среди отрицательных форм рельефа в пределах Шапки-Кирсинской возвышенности можно выделить вытянутые открытые ложбины, к которым приурочены современные ручьи (Чудля, Гурловка, Ольховка и др.) и полуцирковые короткие долины. Склоны этих долин крутые. Они приурочены главным образом к западному уступу и хорошо выражены в рельефе южнее дер. Кирсино, севернее дер. Белово и в других районах. Замкнутые котловины развиты на плато и представляют собой термокарстовые формы.

Флювиогляциальные отложения, слагающие в основном Шапки-Кирсинскую возвышенность, достигают значительной мощности и представлены преимущественно песками разной зернистости с прослоями (мощностью от 0,2 до 6 *м*) и включениями валунно-галечного материала. Флювиогляциальные отложения залегают линзами и прослоями, часто выклиниваются и срезаются вышележащими пачками.

Валунно-галечные горизонты часто образуют конгломераты с железистым цементом. Среди галек кристаллических пород преобладают гальки гранита рапакиви, архейских гнейсов, иотнийских песчаников и кварцитов, встречаются диабазы; среди галек осадочных пород — ордовикские карбонатные породы, девонские мергели, довольно часто встречаются гальки оболового песчаника. В районе дер. Кирсино встречены катуны кембрийской глины до 1 *м* в поперечнике. Соотношения между

гальками различного петрографического состава колеблются в значительных пределах даже в одном пласте и указывают на наличие двух питающих провинций — кристаллического щита и осадочных коренных пород, подстилающих ледниковые отложения в непосредственной близости от Шапки-Кирсинской возвышенности.

По степени окатанности валуны и гальки, распространенные во флювиогляциальных отложениях, относятся к третьему и второму классу (по четырехбалльной шкале). Встречаются единичные идеально окатанные гальки. Среди галек осадочных пород преобладают гальки дисковидной и бобовидной формы. Они располагаются часто параллельно друг другу и плоскости напластования.

В галечных горизонтах были найдены кости животных. Наиболее богат остатками позвоночных изолированный холм, составляющий наиболее северную часть карьера Шапки, сложенный почти целиком валунно-галечным материалом и гравием с линзами крупнозернистого песка. По определению В. И. Громова, в этом карьере найден верхний коренной зуб шерстистого носорога (Rhinoceras tichorhinus), радиус нерпы (Phoca hispoida Scherb), стоящей ближе к крупным беломорским подвидам, и метатарсальная кость лошади (Equus sp.). Эти кости найдены нами в галечнике на высоте 7—10 *м* от подножия карьера. Местонахождение других остатков позвоночных (Elephas primigenius — задняя часть второго нижнего правого коренного зуба, обломок tibia, femur трубчатой кости; Rhinoceros tichorhinus — обломок радиуса молодого животного) не может быть указано, так как они были обнаружены рабочими в гротах при просеивании материала.

Положение удлиненных и уплощенных галек детально изучалось путем маркировки их в обнажениях и последующей обработки на гониометре (Даргевич, 1949), а также и нами при помощи горного компаса. Полученные данные вполне согласуются. Замеры, полученные при помощи горного компаса, не отличаются от результатов, полученных при более детальной обработке маркированных галек. Принимая во внимание большую затрату времени на маркировку галек в поле, их перевоз и обработку с помощью гониометра, нам представляется применение его в этих целях нецелесообразным.

Крупно- и среднезернистые пески наиболее широко распространены среди отложений, слагающих Шапки-Кирсинскую возвышенность. Они образуют довольно мощные линзы (до 3—4 *м*), протягивающиеся на несколько десятков метров, а также образуют небольшие линзы (до 1 *м*) среди гравийно-галечных горизонтов. Для них характерна слоистость потокового типа. Она пересекается часто сбросами и флексурами. Гранулометрический состав песков в пределах отдельных линз обычно весьма однороден. Для песков, особенно среднезернистых, характерна хорошая сортировка. Преобладают коэффициенты сортировки в пределах от 1,2 до 1,5. В крупнозернистых песках, реже в среднезернистых встречаются единичные окатанные обломки створок моллюсков. Размеры обломков обычно связаны с зернистостью песка. Наиболее крупные обломки определены Н. М. Книповичем как Portlandia arctica.

Крупно- и среднезернистые пески местами срезают линзы горизонтальнослоистых алевритов (мощностью до 3—4 *м* и длиной 10—15 *м*), находящиеся на различной высоте от подножия карьеров. Органические остатки в них отсутствуют.

Сортировка обломочного материала, степень окатанности и характер слоистости свидетельствуют о том, что перед отложением он претерпел достаточно длительный перенос в водных потоках.

Вся возвышенность перекрыта чехлом валунного суглинка, местами обогащенного валунами (до 25% в районе дер. Костуя). Мощность суглинка колеблется от нескольких десятков сантиметров до 1—2 *м*

(в районе дер. Кирсино). В отличие от петрографического состава валунов, приуроченных к флювиогляциальным отложениям, где в значительном количестве встречаются валуны осадочных пород, в валунном суглинке валуны представлены кристаллическими породами. Никакой ориентировки удлиненных валунов не обнаружено, но уплощенные валуны залегают параллельно друг другу и подошве толщи. Намечается преимущественно горизонтальная слоистость. В суглинке встречаются небольшие линзы (от нескольких десятков сантиметров до 1 *м* в длину и нескольких сантиметров в ширину) косослоистых песков.

Ориентировка галек и замеры косой слоистости, как известно, дают возможность восстановить направление потоков, приносивших обломочный материал. Для Шапки-Кирсинской возвышенности удалось установить, что хотя направление потоков и было непостоянным, все же преобладал принос материала с запада, где в настоящее время простирается заболоченная равнина, реже материал приносился с северо-запада и севера. Полностью отсутствуют замеры, указывающие на принос материала с востока. В северной части карьера Шапки принос осуществлялся с юга и юго-запада, в связи с чем В. А. Даргевич пришла к выводу о том, что образование возвышенности, вскрытой карьерами, происходило не совсем одновременно и началось с севера, причем галечный материал в это время приносился потоками с юго-запада, а затем с запада и северо-запада.

Замеры косой слоистости галечно-валунного материала, распространенного во флювиогляциальной толще, положение уплощенных валунов и галек, соотношение их со слоистостью и линзообразное залегание показывают, что потоки, приносившие обломочный материал в район современной Шапки-Кирсинской возвышенности, быстро меняли скорость и направление течения как вследствие стаивания ледника, так и закупорки прежних русел. Временами же отложение происходило в спокойных водоемах, где откладывались горизонтальнослоистые алевриты.

Совсем иное происхождение имеет «покрышка», представленная валунным суглинком. По петрографическому составу валунов, плохой сортировке материала и текстурным особенностям «покрышка» резко отличается от подстилающих ее водно-ледниковых отложений. Отложение ее несомненно произошло после того, как Шапки-Кирсинская возвышенность была уже в основном сформирована. Н. В. Потулова, А. И. Мордвинов и многие другие исследователи относят «покрышку» к морене. Однако если покрышку принять за типичную морену, возникшую в результате вытаивания обломочного материала из ледника, активно передвигавшегося по уже отложенным флювиогляциальным отложениям, слагающим возвышенность, должны были бы остаться следы его воздействия. Представляется маловероятным также и то, что активный ледник не сгладил весьма расчлененный рельеф Шапки-Кирсинской возвышенности.

Более вероятным нам представляется предположение, что суглинистая «покрышка» образовалась в результате вытаивания обломочного материала из льда, отделенного от флювиогляциального материала толщей воды. При этом необходимо допустить, что водный бассейн полностью затоплял уже сформировавшийся холмистый рельеф, так как чехол суглинка покрывает даже самые высокие пункты, к которым относится г. Лайгола.

Это предположение тоже нельзя считать вполне обоснованным, так как тогда надо предположить, что все камовые районы, имеющие «покрышки», были перекрыты бассейнами, в которых плавало большое количество айсбергов, и тогда «покрышка» представляет собой айсберговую морену, для которой характерно отсутствие ориентироки удлиненных валунов, параллельное расположение уплощенных и отсутствие

связи с подстилающими породами. Все эти признаки наблюдались в «покрышке». Однако, как отмечалось выше, в покрышке отсутствуют линзы косослоистых песков, указывающих на их образование водными струями, т. е. признаки, характерные для абляционной морены, возникновение которой связано не с айсбергами, а с перемещением обломочного материала на поверхности ледника. В этом случае надо предположить, что всплывающий край ледника после спуска бассейна осел на уже в основном сформировавшийся сложный рельеф Шапки-Кирсинской возвышенности.

В общем вопрос о генезисе валунного суглинка, образующего «покрышку» в районах с таким расчлененным рельефом, как Шапки-Кирсинская возвышенность и многие другие, остается открытым и требует специального изучения.

Значительный интерес для восстановления палеогеографии последних стадий оледенения представляют находки остатков животных. Как отмечалось выше, все кости окатаны водой и по характеру сохранности в общем не отличаются одна от другой. В. И. Громов считает, что наличие среди них таких крупных остатков, как зубы Rhinoceros tichorhinus, Elephas primigenius, делает маловероятным предположение об их неоднократном переотложении и позволяет считать, что отложение галечных песков происходило в то время, когда эти животные существовали поблизости (Громов, 1939). Общий состав фауны не противоречит, как отмечает В. И. Громов, принадлежности их к одному фаунистическому комплексу. По всей вероятности, животные, бродившие по леднику, погибали, проваливаясь в трещины, когда своды внутри- и подледных каналов не выдерживали их тяжести, а остатки животных выносились потоками и захоронялись в дельтах этих потоков, располагавшихся на месте Шапки-Кирсинской возвышенности. Край ледника, возможно, местами омывался водами крупного бассейна, в котором обитали нерпы.

Наличие в песках обломков раковин Portlandia arctica вызвано, вероятно, размывом подледными потоками отложений мгинской толщи, распространенной в пределах предглинтовой низменности. О достаточно длительном переносе свидетельствует их окатанность.

ЛИТЕРАТУРА

Громов В. И. Остатки фауны из Шапкинских камов в Ленинградской области.— Ученые зап. ЛГУ, 1939, № 25.

Даргевич В. А. Ориентировка галек в некоторых озах Ленинградской области.— Вестник ЛГУ, 1952, № 7.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— Труды ГГРУ, вып. 117. Л., 1931.

Мордвинов А. И. Четвертичные отложения западной части 41-го листа.— Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 27. Л., 1931.

Рухин Л. Б. Об условиях образования некоторых Шапки-Кирсинских камов.— Ученые зап. ЛГУ, 1939, № 25.

Рухина Е. В. Материалы к изучению Шапки-Кирсинских камов.— Ученые зап. ЛГУ, 1939, № 25.

Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Изд-во ЛГУ, 1960.

Соколов Н. Н. О принципах стратиграфии ледниковых отложений.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1947, т. 79, вып. 1.

Четвертичные отложения и геоморфология Северо-Запада. М., «Наука». 1969

Яковлев С. А. Рельеф и наносы Ленинградской области.—Изв. Научно-мелиорацион. ин-та, вып. 8—13. Л., 1925—1926.

Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Яншевский М. Э. Геологический очерк западной части 41-го листа.— Труды ГГРУ, вып. 78. Л.— М., 1931.

ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПРИЛЕДНИКОВОЙ ПОЛОСЫ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ЮГЕ ВОЛОГОДСКОЙ ОБЛАСТИ

Т. К. ТОЛОКОННИКОВА, А. А. ЛЯПКИНА

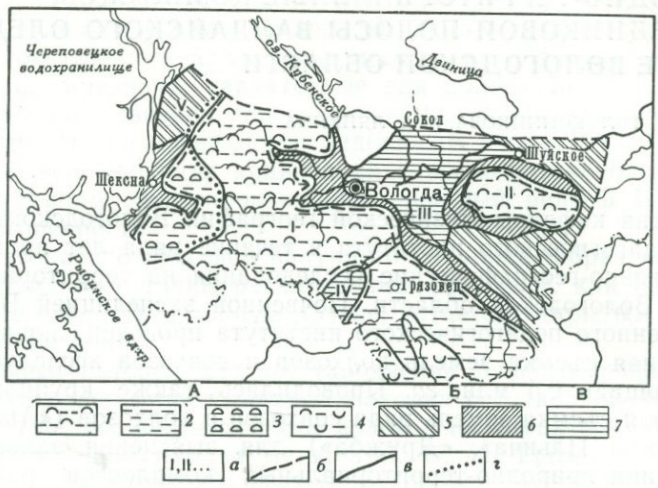
Коллектив кафедры физической географии Вологодского государственного педагогического института в течение ряда лет проводит комплексные физико-географические исследования на территории центральной части Вологодской области. Почвенной экспедицией Вологодского государственного педагогического института проведена почвенная крупномасштабная съемка земель колхозов и совхозов исследуемого района на площади 0,5 млн. *га*. Проводилась также крупномасштабная ландшафтная съемка земель ряда совхозов и колхозов («Аврора», «Россия», «Заветы Ильича», «Дружба») для выяснения закономерностей распределения природно-территориальных комплексов ранга урочищ. Широко применялся метод ландшафтного профилирования по всей территории.

Основными целями исследований являлись: 1) составление почвенных карт земель колхозов и совхозов в масштабе 1:10 000, выделение агропроизводственных групп пахотных земель, рекомендации по повышению их плодородия (картограммы по внесению удобрений, необходимость мелиорации); 2) выявление природно-территориальных комплексов, сложившихся в процессе развития территории, характеристика их природы, относительная оценка природных ресурсов и некоторые рекомендации по дальнейшему использованию. Кроме полевых материалов, нами использован материал Северо-Западного территориального геологического управления (СЗТГУ) и научно-исследовательского географо-экономического института при Ленинградском государственном университете им. А. А. Жданова, а также литературные источники.

Исследованный район расположен к югу от оз. Кубенское и г. Сокол, на юге проходит граница Вологодской области. С запада на восток он протянулся от р. Шексна до истоков р. Ихалица (приток Сухоны). Вся территория расположена в пределах южной тайги и в основном в приледниковой полосе валдайского оледенения. Граница последнего по исследованиям Ленинградской комплексной геологической экспедиции СЗТГУ, проходит по данной территории от южной оконечности Рыбинского водохранилища, затем идет извилистой линией на северо-восток, западнее пос. Чебсара и истоков р. Вологда к северной оконечности Кубенского озера. Считают, что котловина Кубенского озера была занята узким языком ледника во время бологовской и едровской стадий, поэтому границу валдайского оледенения проводят южнее оз. Кубенское по Оларевской моренной гряде. Таким образом, территория исследуемого района лежит в полосе московского оледенения и в приледниковой зоне валдайского оледенения, что оказало большое влияние на дальнейшее развитие природы района и на ее дифференциацию.

В ходе комплексных исследований удалось выявить те закономерности, которые определяют дифференциацию данной территории на природно-территориальные комплексы различных рангов.

Известно, что формирование и развитие природно-территориальных комплексов происходит при взаимодействии всех компонентов природы: горных пород, воды, воздуха, солнечной радиации и организмов. Иначе говоря, современная ландшафтная дифференциация земной поверхности есть результат взаимодействия зональных и азональных факторов в процессе развития геологической оболочки.



Природно-территориальные комплексы юга центральной части Вологодской области

А — первая генетическая группа ландшафтов: *1* — моренные волнистые равнины с отдельными камами, мелколиственно-еловыми лесами, средне обжитые; *2* — моренные волнистые равнины с еловыми и мелколиственно-еловыми лесами, средне, местами слабо обжитые; *3* — моренные, холмистые равнины с камами, с еловыми, елово-мелколиственными и сосновыми лесами, средне обжитые; *4* — моренно-эрозионные увалисто-волнистые равнины с мелколиственными и елово-мелколиственными лесами, средне обжитые. *Б* — вторая генетическая группа ландшафтов: *5* — озерно-ледниковые аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные плоские и слабонаклонные равнины с мелколиственными переувлажненными лесами; *6* — озерно-ледниковые аккумулятивно-абразионные террасированные равнины с мелколиственными, отчасти еловыми и сосновыми лесами, хорошо обжитые. *В* — третья генетическая группа ландшафтов: *7* — озерные и озерно-аллювиальные плоские равнины с березовыми и сосновыми переувлажненными лесами, крайне слабо обжитые.
а — ландшафты; *б—г* — границы: *б* — ландшафтов, *в* — ландшафтных районов, *г* — валдайского оледенения (по данным Северо-Западного геологического управления)

При рассмотрении причин дифференциации зон, подзон и провинции на природно-территориальные комплексы ранга ландшафта и урочища наиболее ярко выступает влияние субстрата и рельефа его поверхности. Поэтому основным критерием для выделения ландшафта и урочища большинство ландшафтоведов в настоящее время считают характер литогенной основы (т. е. условия залегания пород, их физико-химические свойства и рельеф поверхности). Литогенная основа формируется в процессе длительного развития территории, в связи с этим при выделении природно-территориальных комплексов всегда учитывается ее генезис и возраст.

Ландшафтная дифференциация рассматриваемой территории обусловлена не только палеогеографическими условиями четвертичного периода, но и процессами дочетвертичного времени (рисунок). Кровля коренных пород, представленных верхнепермскими, триасовыми, юрскими и неогеновыми отложениями, расположена на разных абсолютных отметках. В пределах современных возвышенностей она, как правило, расположена выше, чем в районах современных низин. Максимальная амплитуда ее составляет 80—100 *м*. По-видимому, это связано не только с эрозионными процессами, но и с разнонаправленными тектоническими движениями отдельных участков земной поверхности. Можно предположить, что новейшие тектонические движения продолжаются до настоящего времени, что подтверждается некоторыми косвенными данными, полученными при исследовании Присухонской низины. Отсутствие речных надпойменных террас у рек, протекающих по днищу этой низины, наличие погребенных торфов, переуглубленных долин в коренных породах, заполненных четвертичными отложениями, свидетельст-

вуют, на наш взгляд, об относительном прогибании этой низины. Кровля коренных пород расположена здесь на отметках около 35 *м* над ур. моря, а на водоразделах соседней Вологодско-Грязовецкой возвышенности — на высоте 85—129 *м*. Такой перепад высот способствовал значительному эрозионному расчленению поверхности коренных пород возвышенных участков.

Неровности рельефа поверхности коренных пород оказали влияние на ход процессов ледниковой аккумуляции и экзарации, водно-ледниковой аккумуляции и эрозии. Как правило, на возвышенных участках мощность покрова четвертичных ледниковых отложений больше, чем в понижениях дочетвертичной поверхности (по данным буровых скважин, соответственно 100—143 и 30—60 *м*). Это обусловило более четкое оформление возвышенностей с ледниково-аккумулятивным рельефом.

В низинах в эпоху московского оледенения располагались ледниковые языки, а в микулинское межледниковье и в эпоху валдайского оледенения здесь были озерные бассейны, которые долгое время существовали и в послеледниковый период, а затем были спущены реками. Поэтому на плоских или вогнутых днищах этих низин отложились довольно мощные слои озерно-ледниковых, озерных и частично аллювиальных глинистых, суглинистых и песчаных образований. По мере сокращения озер на их берегах образовались террасы, на которых ледниковые отложения перекрыты маломощными слоями озерно-ледниковых супесчаных и суглинистых отложений. На более крутых уступах морена выходит на дневную поверхность.

Таким образом, из краткой характеристики процессов четвертичного периода видно, что в данном районе сформировались различные по генезису и составу поверхностные четвертичные отложения и типы рельефа: 1) ледниково-аккумулятивные моренные и моренно-камовые волнистые и холмистые равнины (Вологодско-Грязовецкая и Авнигская возвышенности); 2) озерно-ледниковые абразионные и абразионно-аккумулятивные террасированные равнины (переходные полосы возвышенностей к низинам); 3) озерные и озерно-аллювиальные плоские низменные равнины (Присухонская, Никольская и Пришекснинская низины).

В районах с различными типами рельефа, с различным литологическим и химическим составом поверхностных отложений субстрат по-разному взаимодействует с внешней средой: по-разному протекают процессы стока и промывания, эрозии, прогревания и т. д. В связи с этим формируются свои специфические условия обитания для растительного и животного мира, для формирования почв, т. е. свои природно-территориальные комплексы.

На территории юга центральной части Вологодской области выделяются ландшафтные районы, в которых сгруппированы двенадцать ландшафтов, принадлежащих в зависимости от истории формирования и возраста к трем генетическим группам — *А*, *Б*, *В* (см. рисунок).

Первая генетическая группа объединяет ландшафты, где в четвертичный период преобладали процессы ледниковой аккумуляции; поверхностные отложения представлены моренными валунными суглинками московского и валдайского оледенений, перекрытыми плащом покровных пылеватых суглинков различной мощности. Сюда относятся Вологодский, Грязовецкий, Верхнеобнорский, Чебсарский и Авнигский ландшафты.

Вторая генетическая группа включает ландшафты, литогенная основа и рельеф которых сформировались в эпоху валдайского и послеледникового времени под воздействием аккумулятивно-абразионных процессов в озерно-ледниковых водоемах. Образовались озерно-ледниковые террасированные равнины с двучленными поверхностными отложениями: озерно-ледниковые суглинки и супеси, реже пески на морене. Равнины неравномерно расчленены и дренированы, поэтому на них

Природные особенности типичных ландшафтов юга Вологодской области

Генетическая группа ландшафтов	Вид ландшафта	Типичные ландшафты	Макроформы рельефа	Уклоны поверхности, °	Материнские породы	Преобладающие почвы	Типы лесов
Ледниково-аккумулятивные	Моренные волнистые и холмистые равнины (Q_{II})	Вологодский	Вологодско-Грязовецкая возвышенность	0—3	Покровные пылеватые суглинки (2—3, 5 м), подстилаемые мореной московского оледенения	Дерново-сильно- и средне-подзолистые	Мелколиственно-еловые зеленомошные II—III класса бонитета; мелколиственные осиново-березовые III—IV бонитета
Озерно-ледниковые	Озерно-ледниковые аккумулятивно-абразионные терраси-рованные равнины (Q_{III-II})	Вологодско-Тошненско-Стеблевский	Склон Вологодско-Грязовецкой возвышенности к Присухонской низине	1—8	Озерно-ледниковые суглинки, супеси, пески (0,5—1,5 м), подстилаемые мореной московского оледенения; моренные суглинки	Дерново-слабо- и средне-подзолистые	Березовые, елово-березовые зеленомошные II—III класса бонитета
	Озерно-ледниковые абразионно-аккумулятивные равнины (Q_{III-II})	Лежско-Сухонский	Лежская низменность	0—2	Озерно-ледниковые суглинки, супеси, пески [0,5—2,5 м], подстилаемые мореной московского оледенения; торф	Дерново-сильноподзолистые, дерново-подзолисто-болотные, болотные	Елово-мелколиственные зеленомошные и долгомошные III—IV класса бонитета
Озерно-аллювиальные	Озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины (Q_{IV})	Присухонский	Присухонская низина	0—1	Озерные и аллювиальные суглинки и глины; торф	Болотные: торфяные, торфяно-глеевые, дерново-глеевые	Сосняки сфагновые, березняки болотно-травные, ольшаники IV—V класса бонитета

выделены ландшафты двух видов (таблица). В эту группу входят Вологодско-Тошненско-Стеблевский, Лежско-Сухонский, Копылово-Лаврентьевский, Угла-Шекснинский ландшафты.

Ландшафты третьей генетической группы формировались при решающем воздействии *процессов аккумуляции в послеледниковых* озерах, зарастании этих озер и заболачивании. Позднее заметно сказалось влияние аллювиальных процессов. Сформировались ландшафты озерно-аккумулятивных плоских заболоченных низин, сложенных суглинками и глинами. Для значительной территории характерны биогенные (торф) отложения. В эту группу входят Присухонский, Никольский и Пришекснинский ландшафты.

Земельные угодья ландшафта, %				Урочища-доминанты			Урочища-субдоминанты		
леса	луга, залежи	пашни	болота	вид урочищ	площадь, % от ландшафта	пашни, %	вид урочищ	площадь, % от ландшафта	пашни, %
50—55	20	16	2—3	1. Моренные волнистые равнины с дерново-сильноподзолистыми почвами под слово-мелколиственными зеленомошными лесами	60—65	4—5	1. Пологие моренные холмы, хорошо освоенные, 2. Моренно-эрозионные холмисто-увалистые равнины с дерново-среднеподзолистыми почвами под мелколиственными лесами и пашнями, 3. Низины на водоразделах с дерново-подзолисто-глеватыми и глеевыми почвами под мелколиственными лесами и низинными лугами	10—15 15—20 3—5	80—90 40—60 —
25—30	15—20	40—50	—	1. Высокая озерно-ледниковая терраса с дерново-среднеподзолистыми почвами под мелколиственными лесами и пашнями. 2. Низкая озерно-ледниковая терраса с дерново-среднеподзолистыми и дерновыми глеватыми почвами под мелколиственно-еловыми лесами и пашнями	70—80	50—60 40—50	1. Долины малых рек 2. Лога с пересыхающим и сухим дном	10% 2—3	
70—80	10	7—8	10—15	1. Слабонаклонные и плоские заболоченные озерно-ледниковые равнины с дерново-подзолистыми глеевыми и глеевыми почвами под слово-мелколиственными лесами	60	1	1. Волнистые слаботерраспированные озерно-ледниковые равнины с дерново-средне- и сильноподзолистыми почвами под березово-еловыми лесами и пашнями	25	10—12
75—80	12	1	35 40	1. Озерные аккумулятивные заболоченные равнины с болотными почвами под сосновыми и березовыми лесами. 2. Плоские заболоченные поймы с дерново-глеевыми и торфянисто-глеевыми почвами под осоковыми лугами.	35	1	—	—	—

Характерные отличительные черты ландшафтов различных генетических групп даны на примере четырех типичных ландшафтов — Вологодского, Вологодско-Тошненско-Стеблевского, Лежско-Сухонского и Присухонского. Как следует из данных таблицы, все четыре ландшафта *приурочены к различным типам и макроформам рельефа*. Различная история формирования в четвертичный период обусловила различие поверхностных четвертичных отложений, разнообразие почвенного и растительного покрова и, следовательно, различную хозяйственную ценность и освоенность ландшафтов, о чем свидетельствует состав земельных угодий.

Как правило, на изученной территории наиболее обжиты ландшафты озерно-ледниковых террасированных равнин, в достаточной мере дренированных. Здесь хорошо освоены урочища-доминанты. Ландшафты моренных волнистых и холмистых равнин относятся к средне освоенным. Здесь удобны для освоения без мелиораций лишь урочища-субдоминанты — пологие холмы и холмисто-увалистые равнины приречных склонов водоразделов. Очень слабо используются природные ресурсы ландшафтов озерно-аккумулятивных равнин — пахотные земли почти отсутствуют, используются в основном пойменные луга. Для освоения ландшафтов этого вида требуется проведение крупных мелиораций.

ГРАНИЦА ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОЛОГОДСКОЙ ОБЛАСТИ

В. Б. СОКОЛОВА, В. И. ХОМУТОВА

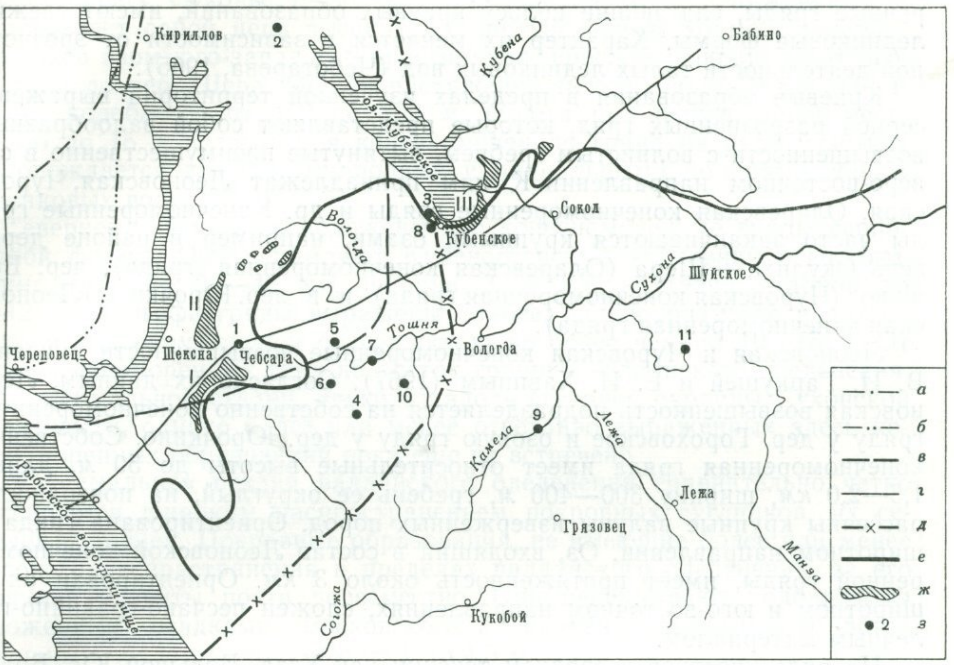
В результате геолого-геоморфологических исследований авторов в 1959—1967 гг. на юге центральной части Вологодской и севере Ярославской областей получены новые данные о границе распространения льдов максимальной стадии валдайского оледенения.

Изученная территория расположена в бассейнах рек Сухона и Шексна. Современная дневная поверхность ее слабо всхолмлена. Абсолютные отметки колеблются от 100 до 240 *м*. В пределах этой территории выделяются Молого-Шекснинская низина, Вологодская возвышенность, Харовская возвышенность и Сухонская впадина.

Особенности распределения главных элементов рельефа в пределах региона (плато, низин и т. д.) связаны с особенностями его геологического строения, а весь план рельефа обусловлен экзарационно-аккумулятивной деятельностью ледников в процессе пятикратного наступления ледниковых покровов. В качестве границы максимального распространения валдайского ледника некоторые исследователи принимают границу бологовской стадии. Однако вопрос корреляции краевых образований различных стадий валдайского ледника в Вологодской области до настоящего времени еще недостаточно изучен. Поэтому развитые здесь моренные горизонты мы относим к одному ранневалдайскому стадиальному периоду.

При проведении полевых и камеральных работ авторами был получен большой палинологический и карпологический материал, послуживший основой для установления границы максимальной стадии валдайского оледенения. При изучении ледниковых, водно-ледниковых и межледниковых осадков применялись петрографический и минералогический методы. Детально исследовался физико-механический и химический состав морен.

В работах, посвященных описанию границы валдайского оледенения, к настоящему времени существует около 15 вариантов данной границы для территории Вологодской и Ярославской областей. Исследователей, занимавшихся этими вопросами, можно объединить в три группы. Первая из них проводит границу валдайского оледенения в западной части территории в районе г. Кириллов и оз. Белое (Яунпутнин, 1936; Соколов, 1947; Архангельский, 1956). Вторая группа исследователей проводит границу оледенения через район г. Вологда (Марков, 1939, Чеботарева, 1959, 1965, и др.). Третья — отодвигает ее далеко на восток, севернее и западнее г. Рослятино (Мирчинк, 1930; Щукина, 1933;



Граница максимальной стадии валдайского оледенения по данным различных исследователей

а — по Н. Н. Соколову, 1946 г.; *б* — по А. М. Архангельскому, 1956 г.; *в* — по И. П. Герасимову и К. К. Маркову, 1939 г.; *г* — по К. К. Маркову, 1940 г.; *д* — по Н. С. Чеботаревой, 1959 г.; *е* — по В. Б. Соколовой и В. И. Хомутовой; *ж* — конечноморенные образования: *I* — Леоновская гряда, *II* — Гуровакая гряда, *III* — Оларевская гряда; *з* — изученные разрезы микулинских отложений: *1* — ст. Чебсара, *2* — дер. Власово, *3* — Шуя, *4* — Сокольниково, *5* — ст. Кипелово, *6* — дер. Анчаково, *7* — р. Тошня, *8* — дер. Тарасово, *9* — дер. Анненское, *10* — дер. Воскресенское, *11* — дер. Карпово

Москвитин, 1950; Яковлев, 1956; Савинов, 1966). Такие же представления существовали и у геологов, занимавшихся в 1960—1964 гг. съемкой территорий, примыкающих к центральной части Вологодской области или входящих в ее пределы (Е. И. Хавин, В. Г. Ауслендер и др.).

По имеющимся в настоящее время данным, валдайское оледенение являлось последним для северной половины центральной части Вологодской области. Выделенная нами граница максимальной стадии ранневалдайского оледенения обоснована краевыми ледниковыми образованиями, комплексом форм ледникового ландшафта и свежестью ледниковых форм, распространенных севернее ее, северной границей распространения покровных суглинков, а также комплексом флоры и фауны микулинского возраста, встреченных в разрезах вне и в пределах границ валдайского оледенения (рисунок).

Освобождение территории от валдайского ледникового покрова, по-видимому, было очень сложным. С одной стороны, происходили распад ледникового покрова и общее сокращение площади льдов, с другой — повторные продвижения ледника, состоящего из ряда лопастей. Отдельные более или менее крупные глыбы мертвого льда задерживались в депрессиях довалдайского рельефа, в которых создавались наиболее благоприятные условия для его сохранения (Молого-Шекснинская и Кубеноозерская впадины). На аккумулятивной моренной равнине формировались краевые образования и комплекс форм ледниковых ландшафтов активного осциллирующего ледника. Однако не все конечномо-

ренные гряды, слагающие полосу краевых образований, имеют свежие ледниковые формы. Характер их меняется в зависимости от эрозионной деятельности талых ледниковых вод (Чеботарева, 1965).

Краевые образования в пределах изученной территории выражены серией разрозненных гряд, которые представляют собой валообразные возвышенности с волнистым гребнем, вытянутые преимущественно в северо-восточном направлении. К ним принадлежат Леоновская, Чуровская, Оларевская конечноморенные гряды и др. Конечноморенные гряды часто заканчиваются крупными озами, например в районе деревень Окулиха — Шера (Оларевская конечноморенная гряда), дер. Ершово (Чуровская конечноморенная гряда) и в дер. Юрочкино (Леоновская конечноморенная гряда).

Леоновская и Чуровская конечноморенные возвышенности описаны В. И. Гаркушей и Е. И. Хавиным (1967). Согласно их данным, Леоновская возвышенность подразделяется на собственно конечноморенную гряду у дер. Гороховское и озовую гряду у дер. Юрочкино. Собственно конечноморенная гряда имеет относительные высоты до 50 *м*, длину 1,5—2,0 *км*, ширину 300—400 *м*, гребень ее округлый, на поверхности рассеяны крупные валуны изверженных пород. Ориентирована гряда в широтном направлении. Оз, входящий в состав Леоновской конечноморенной гряды, имеет протяженность около 3 *км*. Ориентирован он в широтном и юго-восточном направлениях, сложен песчано-гравийно-галечным материалом.

На ряде участков в среднем течении рек Угла, Большой Юг, Большая Судебка у деревень Гоша, Воскресенская, Нокшино, Еремеево, Магево краевые ледниковые образования сильно абрадированы и представляют собой чередование сильно размытых потоками ледниковых вод гряд, вытянутых в юго-восточном направлении. Протяженность гряд от 1 до 15 *км*, ширина 200—500 *м*, высота до 8—25 *м*. По данным В. И. Гаркуши и Е. И. Хавина (1967), холмы, слагающие гряды, имеют округлые формы и сложены песчаным материалом, что приближает их к камам.

Чуровская конечноморенная возвышенность, по описанию тех же авторов, вытянута в меридиональном направлении. Высота ее 50—60 *м*, ширина 4 *км*, длина 11 *км*. Возвышенность представляет собой холмистый массив с пологими плавными очертаниями, расчлененный ложбинами и долинами мелких рек на холмы. Массив этот обрывается на запад, к Молого-Шекснинской низине, резко выраженным абразионным уступом крутизной 15—20°, высотой до 20—25 *м*. Сложена конечноморенная гряда песчано-гравийно-галечным материалом со следами гляциодислокаций. Е. И. Хавин и В. И. Гаркуша считают, что эта возвышенность возникла непосредственно у края ледника в результате выноса грубообломочного материала из-под льда флювиогляциальными потоками.

Оларевская конечноморенная гряда окаймляет Кубеноозерскую котловину с юго-востока и, вероятно, сформировалась у края мертвого льда, выполнявшего эту впадину. В плане гряда имеет форму дуги, центральная часть которой размыта р. Сухона. Длина гряды около 20—25 *км*, ширина 2,0—3,0 *км*, но к центру она уменьшается до 0,3—0,5 *км*. Крутизна склонов колеблется в пределах 18—20°. Гряда возвышается над окружающей пониженной равниной на северо-западе и востоке на 15—20 *м*, на юго-западе до 40—50 *м*. Поверхность конечноморенной гряды неоднородная. Она имеет то слабовыпуклую форму, то полого-волнистую с небольшими округлыми или овальной формы западинами, выполненными осадками водно-ледникового происхождения, и пологими или куполовидными холмами, обычно неправильных очертаний, сложенными преимущественно гравийно-галечным материалом. Центральная часть конечноморенной гряды, расположенная на

правом берегу Сухоны, расчленена долинообразными понижениями и представляет собой цепь высоких, вытянутой формы холмов, заканчивающихся озом юго-западного простирания, прослеживающимся от дер. Окулиха до дер. Шера. Общая протяженность оза около 10 *км*, ширина его колеблется от 150 до 300 *м*, высота над окружающей местностью до 15 *м*. Оларевская конечноморенная гряда на ряде участков сопровождается зандровыми полями и радиальными долинами сброса ледниковых вод.

Севернее г. Сокол расположены две конечноморенные гряды серповидной формы. Они окаймляют Кубеноозерскую котловину с востока. Длина гряд до 20—40 *км*, ширина 2—6 *км*, крутизна склонов до 8—12°. В рельефе гряды выражены слабее, сильно размыты и возвышаются над окружающей поверхностью не более чем на 10—15 *м*. От этих конечноморенных гряд на восток граница валдайского оледенения, его максимальной стадии, проходит вдоль северной окраины Сухонской низменности, однако более или менее отчетливо выраженных здесь конечноморенных образований пока еще не встречено.

Максимальная стадия валдайского оледенения сравнительно четко фиксируется широким распространением покровных суглинков, их северной границей. Покровные образования, не имеющие более или менее широкого распрастранения в пределах валдайского оледенения, за его границей развиты почти повсеместно. Они перекрывают водоразделы (сложенные осадками московского и ранневалдайского возраста) сплошным чехлом мощностью от 1 до 4,5 *м*.

Для уточнения границы валдайского оледенения, помимо литолого-геоморфологических построений, большое значение имеет и изучение разрезов микулинского времени, залегающих с поверхности и под мореной.

Все палинологические данные о межледниковых отложениях к моменту начала работ в данном районе ограничивались материалами К. К. Маркова (1939), который указывал наличие микулинских отложений в обнажениях на р. Пучка.

В результате настоящих исследований стало известно, что микулинские отложения в данном районе представлены очень широко. С 1960 по 1967 г. нами было изучено значительное количество микулинских разрезов. Отложения микулинского возраста южнее границы валдайского оледенения залегают непосредственно под покровным суглинком и между двумя моренами в пределах границ валдайского оледенения. Представлены они супесью и зеленовато-серым суглинком с растительными остатками, фауной и вивианитом.

В настоящее время на описываемой территории насчитывается около десяти разрезов микулинского межледниковья, в которых четко зафиксирован климатический оптимум (таблица). Климатические условия, при которых формировалась растительность данного межледниковья, были теплее оптимума голоцена и современных.

На территории Вологодской области в фазу климатического оптимума межледниковья сначала были развиты настоящие широколиственные (вязово-дубовые, дубово-вязовые), а затем смешанно-широколиственные и хвойно-широколиственные леса. Широколиственные породы на данную территорию проникали в следующей последовательности: вяз, дуб с лещиной, затем по долинам граб и липа. Но участие в составе широколиственных лесов граба и липы даже в долинных условиях незначительно по сравнению с таковым в западных и южных областях СССР.

Флора микулинского межледниковья отличалась богатством форм. Помимо видов, произрастающих в настоящее время, отмечается ряд локальных экзотов, которые сейчас встречаются только южнее и западнее Вологодской области.

В разрезах у деревень Власово и Воскресенское по результатам карпологического анализа Т. Д. Колесниковой и Н. П. Казариновой определены локальные экзоты, Potamogeton filiformis Pers., P. natans L. (All), Salvinia natans (L), Najas flexilis (Willd), Rostk et Sehm, Aldrovanda vesiculosa L., а также вымерший вид — Sparagenium interglacialicum Dorof.

Характеристика разрезов микулинских межледниковых отложений

Индекс и характеристика зон				Власово (Гаркуша, Казаринова, Хомутова, 1967)	Кипелово (Соколова, Хомутова, 1965)	Карпово (скв. 107)	Обнажение на р. Шуя	Руново * (обн. на р. Тошня)	Тарасово (скв. 7-бис)	Воскресенское * (обн. на р. Еме)	Анненское * (обн. на р. Камеле)	Сокольниково (скв. 105)	Основные фазы развития растительности в эпоху
Северо-запад Русской равнины (Гричук, 1961)		Центральная часть Вологодской области											
V_2a	Зона сосны с березой	V_2a	Зона ели и сосны с березой										Елово-сосновые, березовые леса
V_1	Зона березы с элементами тундровой флоры	V_1	Зона березы с преобладанием элементов тундровой флоры										Лесотундра и тундра
M_8	Зона сосны и ели	M_8	Зона сосны и ели с примесью березы										Сосново-березовые леса (редколесье)
M_7	Зона ели (верхний максимум)	M_7	Зона ели (верхний максимум)										Еловые леса
M_6	Зона граба	M_{5+6}	Зона ели, дуба, вяза, либо березы, дуба, вяза (конец максимума лещины)										Елово-широколиственные, смешанно-широколиственные леса
M_5	Зона липы (конец максимума лещины)												
M_4	Зона дуба и вяза (начало максимума лещины)	M_4	Зона дуба и вяза (максимум лещины)										Вязово-дубовые, дубово-вязовые леса с подлеском из лещины
M_3	Зона сосны и березы с примесью широколиственных пород	M_3	Зона ели и сосны с примесью широколиственных пород										Еловые и сосново-еловые леса с примесью широколиственных пород
M_2	Зона сосны и березы	M_2	Зона сосны и березы										Сосново-березовые леса, березовые, сосновые с примесью березы
M_1	Зона ели (нижний максимум)	M_1	Зона ели (нижний максимум)										Еловые леса
													Приледниковая растительность
				П. М. **	П.	П. М.	П.	П. М.	П. М.	П. М.	П. М.	П. М.	

* Возраст межледниковых отложений, вскрытых в этих местах, требует уточнения.

** П. и М. означают, что межледниковые отложения изучены палинологическим (П — пыльца) и карпологическим (М — макроостатки) методами.

Таким образом, в 1960—1968 гг. в процессе комплексной геологической съемки окрестностей Вологды была описана серия разрезов микулинских отложений, не перекрытых мореной (деревни Резвино, Анчаково, Сокольниково, Воскресенское, Карпово, Анненское, Тарасово, Дыманово, ст. Кипелово) и перекрытых мореной (станции Чебсара, Шексна и дер. Власово, обнажение на р. Шуя). В разрезе скважины у дер. Тарасово на озерно-болотных отложениях микулинского межледниковья (зоны M_3—M_8) залегают осадки начала валдайского оледенения (стадиальные и межстадиальные), возраст последних более 38 960 лет (ЛУ-48). На основании геолого-геоморфологических, стратиграфических и других данных, а также новых находок микулинских отложений, граница последнего оледенения в 1964 г. была нами проведена от ст. Чебсара на с. Кубенское через деревни Вихлово, Некрасово, Сороколетово, далее на юг вдоль западного и южного берегов оз. Кубенское и на восток (г. Сокол) вдоль северной окраины Сухонской впадины к верховьям р. Вага (Соколова, Хомутова, 1965).

Таким образом, наши данные подтверждают представления К. К. Маркова (1939) о границе валдайского оледенения и лишь несколько уточняют ее положение.

При дальнейших исследованиях на западе территории В. И. Гаркуша в 1965 г. уточнил эту границу на участке от с. Мякса до ст. Чебсара, проводя ее через деревни Воскресенское, Лесково, Домшино (Гаркуша, Казаринова, Хомутова, 1967).

В. Г. Ауслендером, В. П. Геем и другими исследователями, проводившими в 1965—1968 гг. геологосъемочные работы в южной части Вологодской области, граница максимальной стадии валдайского оледенения проводится в том же варианте без каких-либо существенных изменений.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. М. О границе валдайского оледенения на Русской равнине.— Изв. ВГО, 1956, т. 88, вып. 3.

Гаркуша В. И., Казаринова Н. П., Хомутова В. И. Новые данные о микулинских отложениях в западной части Вологодской области.— Вестник ЛГУ, 1967, № 12.

Гаркуша В. И., Хавин Е. И. Юго-западная часть Вологодской области.— В кн. «Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР». Л., «Недра», 1967.

Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги.— Труды Верхневолжской экспедиции, вып. 1. Л., 1939.

Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1930, № 2.

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

Савинов Ю. А. Четвертичные отложения Вологодской области.— Материалы по геол. и полезн. ископ. северо-запада РСФСР. Л., «Недра», 1966.

Соколов Н. Н. Некоторые новые данные о межледниковых отложениях Ленинградской области и западной части Калининской области.—Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1947, № 10.

Соколова В. Б. Центральная часть Вологодской области.— В кн. «Четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР». Л., «Недра», 1967.

Соколова В. Б., Хомутова В. И. Новые данные о межледниковых микулинских отложениях на территории центральной части Вологодской области.— В сб. «Проблемы палеогеографии». Изд-во ЛГУ, 1965.

Соколова В. Б., Хомутова В. И. К истории развития озер юга Вологодской и севера Ярославской области в плейстоцене.— Вестник ЛГУ, 1968, № 12, вып. 2.

Чеботарева Н. С. Стратиграфия четвертичных отложений центра Русской равнины.— В сб. «Ледниковый период в Европейской и Азиатской части СССР». Изд-во МГУ, 1959.

Чеботарева Н. С. Некоторые вопросы палеогеографии валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины.— В сб. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным». М., «Наука», 1965.
Щукина Е. Н. Террасы Верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковско-Ивановского края.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1933, т. 9, вып. 3.
Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., Госгеолтехиздат, 1956.
Яунпутнин А. И. Краткий очерк четвертичных отложений и геоморфологии восточной части Ленинградской области.— Изв. Лен. геол. треста, 1936, № 3(12).

ПОЯСА КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

В. Г. ЛЕГКОВА, Л. А. ЩУКИН

Имеющиеся в настоящее время сведения о краевых ледниковых и водно-ледниковых формах рельефа в северо-западной части Архангельской области указывают на их различную ориентировку. Одним из первых исследователей, обративших на это внимание, был Ю. Л. Рудовиц (1947). Объяснение этого явления Ю. Л. Рудовиц видел в движении материковых льдов в различных направлениях, что противоречило представлениям о распространении льда из единого центра оледенения. Существование второго центра — новоземельского — предполагал еще В. Рамсей (Ramsay, 1912—1913) [1], а затем Ю. Л. Рудовин (1947) обосновывал и присутствием валунов новоземельского происхождения в морене, распространенной севернее р. Пеза. Позже выводы Ю. Л. Рудовица были подтверждены М. А. Спиридоновым и С. В. Яковлевой (1961).

Данные, полученные нами в процессе полевых исследований и изучения аэрофотоснимков, в целом согласуются с выводами Ю. Л. Рудовица о существовании ледникового покрова, двигавшегося с севера через Чешскую губу. Один из языков ледника на водоразделе рек. Выжлец и Варчушка не доходил всего на 10—12 *км* до р. Пёзы. Наблюдающаяся здесь прерывистая полоса краевых образований представлена камами, маргинальными ложбинами стока и на отдельных участках — холмисто-грядовым моренным ландшафтом. Относительная высота холмов и гряд не превышает 8—15 м. Сравнительно небольшие размеры аккумулятивных и эрозионных ледниковых и водно-ледниковых форм свидетельствуют об относительной маломощности новоземельского ледникового покрова.

Участки холмисто-грядового моренного ландшафта, камы, озы и маргинальные ложбины стока, ориентированные с запада на восток, указывают на субширотное направление краевой зоны ледника. Судя по условиям залегания отложенной ледником морены, она сформировалась во время первого верхнеплестойценового (калининского) оледенения, которому предшествовала бореальная трансгрессия. Осадки приледникового озера в бассейне р. Пеза, окаймляющие краевую зону ледника, залегают на отложениях бореального моря (Легкова, 1967). Среди валунов встречено большое количество серых и черных мелкозернистых и органогенных известняков, коренные выходы которых известны на Новой Земле и Урале. Вместе с тем в составе валунов встречаются граниты и гнейсы Карелии и Кольского полуострова, что свидетельствует, по-видимому, о слиянии ледниковых покровов, двигавшихся с севера и запада.

[1] В. Рамсей называл его урало-новоземельским.

Наряду с широтным поясом краевых ледниковых образований на северо-западе Архангельской области отчетливо выражены краевые зоны субмеридионального направления, связанные по происхождению со скандинавскими ледниками калининского и осташковского времени.

Краевые образования скандинавского ледника, синхронные по времени формирования описанным выше и отвечающие, согласно унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений для Европейской части СССР, калининскому времени, выражены в современном рельефе значительно хуже более молодых форм осташковского ледника. Граница распространения калининского скандинавского ледника может быть проведена весьма схематично не столько по геоморфологическим признакам, сколько на основании выявления пределов распространения морены, перекрывающей осадки бореальной трансгрессии (Легкова, Щукин, 1967). Морфологическая нечеткость краевой зоны этого оледенения привела к появлению многочисленных вариантов границ максимального верхнеплейстоценового оледенения (Корчагин, 1937; Рудовиц, 1947; Яковлев, 1956; Девятова, Лосева, 1964; Легкова, 1967, и др).

Учитывая стратиграфические данные, а также расположение былых приледниковых бассейнов и сохранившихся форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, граница скандинавского калининского ледника может быть проведена по холмистому моренному ландшафту западнее устья р. Вага, через Северо-Двинскую впадину, в которую ледник вдавался примерно до с. Перваково, и южнее с. Шенкурск, через пятна холмистого моренного ландшафта на водоразделах рек Северная Двина, Пинега и Кулой и долину Пинеги южнее с. Леунова. Затем через Вашско-Пинежский водораздел в Вашскую впадину, занятую приледниковым бассейном, по холмисто-моренному ландшафту в районе дер. Палошенья на р. Мезень и восточному склону Кымской депрессии. Севернее граница теряется на равнине приледникового бассейна Урало-Новоземельского ледника калининского времени и появляется лишь в пределах холмистого моренного ландшафта на водоразделе рек Лофтура и Мезень, где смыкается с западной границей урало-новоземельского ледника (рис. 1).

В современном рельефе наиболее четко выражены формы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции в краевой зоне осташковского оледенения. В Северо-Двинской впадине, где ледник задержался, вероятно, особенно долго, прекрасно сохранился широкий пояс краевых ледниковых образований. Он представлен холмисто-грядовым моренным ландшафтом, камами, сочетающимися с системой радиальных и маргинальных озов, ложбинами водно-ледникового стока, равнинами, сложенными осадками приледниковых бассейнов. Холмисто-грядовый моренный рельеф и камы занимают значительные площади в пределах зоны краевых образований. Относительные высоты холмов и гряд достигают 25—35 *м*.

Озы представляют собой крупные гряды длиной 30—40 *км* и высотой до 29 *м*, строго ориентированные в направлении северо-запад — юго-восток (радиальные озы), реже северо-восток — юго-запад (маргинальные). К ним примыкают подобно притокам, впадающим в главное русло, озы, имеющие иную ориентировку (рис. 2). Очертания гряд в плане напоминают речные русла. Ширина гребня озов изменяется от 2 до 30 *м*, крутизна склонов 10—50°. При этом форма гряд в значительной мере зависит от состава слагающих их отложений. Песчаные озы имеют классическую форму железнодорожной насыпи с трапециодальным поперечным профилем. Гряды суглинистого состава, прикрытые абляционной мореной или сложенные валунами, отличаются узким гребнем и крутыми склонами. Большая протяженность сложной системы озовых гряд, достигающая нескольких десятков километров, свидетельствует о широком развитии в пределах краевой зоны осташковского ледника ледни-

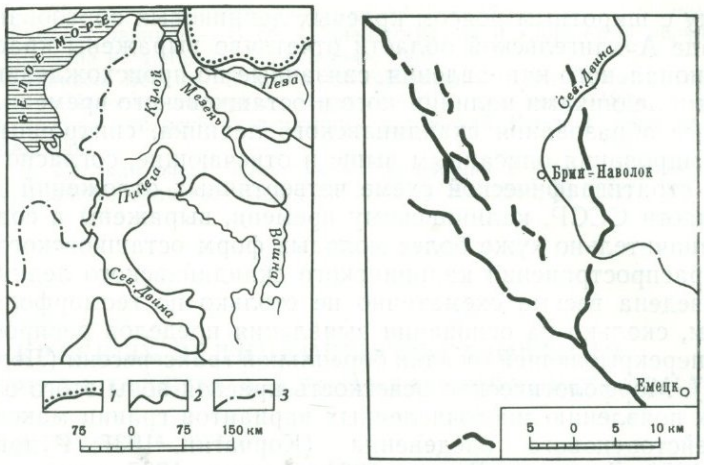


Рис. 1. Граница распространения урало-новоземельского (*1*) и скандинавских (*2, 3*) ледниковых покровов калининского (*1, 2*) и осташковского (*3*) времени

Рис. 2. Система озов в краевой зоне осташковского оледенения. Бассейн низовьев р. Северная Двина

ковой «речной сети». Судя по тому, что озы в большинстве случаев лишены покрова из абляционной морены, они формировались главным образом под влиянием талых вод на поверхности ледника.

Протяженность ложбин водно-ледникового стока, нередко расположенных вблизи озовых гряд, также достигает нескольких десятков километров при ширине 150—400 *м*. Взаимосвязь в расположении озовых гряд и ложбин стока, по-видимому, не случайна. Наряду с аккумуляцией взвешенного материала ледниковые водотоки производили гигантскую эрозионную работу. Глубокий врез их в тело ледника способствовал значительному уменьшению мощности льда под руслом. В фазу абляции трещины во льду возникали, вероятно, именно в этих местах. По трещинам происходил дальнейший размыв подледникового ложа и образование в нем глубоких рытвин, по которым осуществлялся сток талых ледниковых вод.

С дистальной стороны положительных аккумулятивных ледниковых и водно-ледниковых форм расположены обширные равнины, сложенные осадками приледниковых бассейнов.

Комплекс краевых образований осташковского ледника образует широкий пояс северо-восточного направления. Он продолжается и в пределы Беломорско-Кулойского плато, где приобретает северную ориентировку. Здесь можно наблюдать те же группы форм, имеющих, однако, значительно меньшие размеры. Если протяженность озовых гряд в бассейне низовьев Северной Двины достигает десятков километров, а относительная высота положительных элементов рельефа нескольких десятков метров, то в пределах расположенного на 100 *м* выше уровня моря Беломорско-Кулойского плато озы вытянуты лишь на сотни метров или несколько километров, а высота холмов и гряд обычно не превышает 10—12 *м*.

Граница осташковского оледенения в пределах Беломорско-Кулойского плато проходит в меридиональном направлении через Койдозеро в бассейн р. Сояна, оттуда на юг к р. Большая Юра, затем в долину Северной Двины через с. Холмогоры, села Сия и Емецк, окаймляя Северо-Двинскую депрессию. Ширина краевой зоны достигает здесь 60 *км*. Далее она пересекает железную дорогу южнее ст. Тундра и уходит на юг к р. Онега.

Краевые пояса скандинавских калининского и осташковского оледенений северо-западной части Архангельской области продолжаются на смежной с юга территории и хорошо увязываются с закартированными там зонами краевых ледниковых образований бологовско-едровской и вепсовско-крестецкой стадий (Апухтин, Краснов, 1967).

ЛИТЕРАТУРА

Апухтин Н. И. Краснов И. И. Корреляция опорных стратиграфических разрезов и сводная стратиграфическая схема четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР.— В кн. «Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР». Л., «Недра», 1967.

Девятова Э. И., Лосева Э. И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л., «Наука», 1964.

Корчагин А. А. О конечноморенных ландшафтах бассейна р. Мезени.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1937, т. 69, вып. 4.

Легкова В. Г. Стратиграфия. Северо-запад Архангельской области.— В кн. «Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР». Л., «Недра», 1967.

Легкова В. Г., Щукин Л. А. Основные черты геоморфологии.— В кн. «Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР». Л., «Недра», 1967.

Рудовиц Ю. Л. О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и о границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1947, № 9.

Спиридонов М. А., Яковлева С. В. Четвертичные отложения побережья полуострова Канина и бассейна р. Пезы.— Материалы по четвертичн. геол. и геоморфол. СССР, № 3. Госгеолтехиздат, 1961.

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

КРАЕВЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА СРЕДНЕСИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Л. Л. ИСАЕВА

Решение вопросов, связанных с оледенением Среднесибирского плоскогорья, стало возможным после проведения почти сплошного площадного геологического картирования и ряда специальных обобщающих тематических работ [1].

Ледниковые отложения на северо-западе плоскогорья распространены широко, но неравномерно. Мощности их, как правило, не превышают первых метров, но на определенных участках резко возрастают.

Выделяется пять зон ледниковых отложений значительной мощности, субконцентрически опоясывающих с юга, юго-востока и востока плато Путорана (рис. 1). Каждой зоне свойствен рельеф конечноморенных ледниковых образований. О приуроченности морен к краевым частям ледниковых покровов свидетельствует и положение их в рельефе: огибание возвышенностей и наибольшее продвижение на юг по различным депрессиям. Степень сохранности ледниковых форм в пределах различных зон неодинакова. Так, в наиболее южной зоне собственно ледниковые первичные формы рельефа отсутствуют почти совершенно, равно как и крупные вторичные термокарстовые понижения по протаявшим захороненным льдам. Ледниковые отложения в этой зоне имеют вид плащеобразно залегающих наносов, в которых развиваются многочис-

[1] Геологическое картирование северо-западной части Среднесибирского плоскогорья в рамках рассматриваемого региона, как и тематические работы, проведены экспедицией ВАГТа и частично Институтом геологии Арктики.

ленные бездолинные водотоки (делли), придающие морене на аэрофотоснимках своеобразный рисунок. Кое-где в краевых частях зоны сохранились замытые, еле уловимые валы конечных морен (см. рис. 1). В приустьевой части Подкаменной Тунгуски отложения рассматриваемой зоны сливаются с мореной, относимой всеми исследователями к самаровскому горизонту (бахтинский горизонт, по В. А. Зубакову).

Для зоны, расположенной севернее, характерен озерно-западинный термокарстовый рельеф с мягкоочерченными замытыми межзападинными холмами, также имеющими на аэрофотоснимках характерный рисунок деллей. Эта зона протягивается от верхнего течения р. Мойеро к приустьевой части р. Эмбенчимэ, пересекает долину Нижней Тунгуски в районе впадения рек Виви и Ямбукан и далее идет на юго-запад к долине Енисея, где сливается с тазовской мореной. Очевидно, в этой зоне мы имеем дело с краевыми образованиями тазовского оледенения.

Наконец, три наиболее северные зоны весьма сближены территориально и сходны по развитым в их пределах хорошо сохранившимся формам рельефа. Четкие валы конечных и боковых морен протягиваются почти непрерывно на десятки километров; они ограничивают хаотическое скопление резко очерченных холмов и увалов, разделенных озерными котловинами, зачастую не освоенными эрозией. Все формы рельефа очень свежи, почти совершенно не несут размыва и разрушений. Очевидно, три северные зоны являются конечными моренами верхнечетвертичного (зырянского) оледенения: нижнетунгусской, онёкской, агатской стадий.

Из анализа распространения конечных морен вытекает несколько выводов о характере и закономерностях развития оледенения Средней Сибири.

Субконцентрическое положение конечных морен вокруг наиболее высокой части плоскогорья — плато Путорана свидетельствует, что именно здесь располагался центр оледенений. Непрерывность верхнеплейстоценовых краевых ледниковых образований и значительное продвижение их вниз по долинам свидетельствуют о том, что в это время оледенение в области питания было покровным, но в краевых частях имело полупокровный — долинно-каровый характер. Во время же максимального (самаровского) и тазовского оледенений ледниковые покровы в краевой части имели сложное полупокровное сетчатое строение, сочетавшееся с долинно-каровым. Непрерывность конечных морен в низменной приенисейской полосе, хотя ледники выходили к Енисею отдельными языками, очевидно, объясняется слиянием их здесь в единый ледник подножия.

Судя по высоте боковых морен над днищами долин, занятых основной мореной, мощность долинных ледников в краевых частях ледниковых покровов достигала 300—500 *м*. В центре покрова она, очевидно, была неравномерной: максимальной (1500—2000 *м*) над понижениями (речными долинами), минимальной над плоскими междуречьями. Хотя в пределах северо-запада плоскогорья и существовал сплошной ледниковый покров, движение льда происходило лишь на участках его большой мощности — по речным долинам и депрессиям, по типу «выводных ледников» Антарктиды (Капица, 1961).

В краевых зонах верхнечетвертичного оледенения, где уже не было сплошного ледникового покрова, а существовали отходящие от него долинные ледники, льды, шедшие по основным долинам, втекали в долины притоков, двигаясь вверх по течению последних. В основных долинах сохранились узкие невысокие валы боковых морен, формировавшихся за счет осыпания обломочного материала на ледник со склонов. В долинах притоков, куда вползал ледник, сохранились высокие и широкие валы мощных морен напора, формировавшихся за счет сгребания льдом

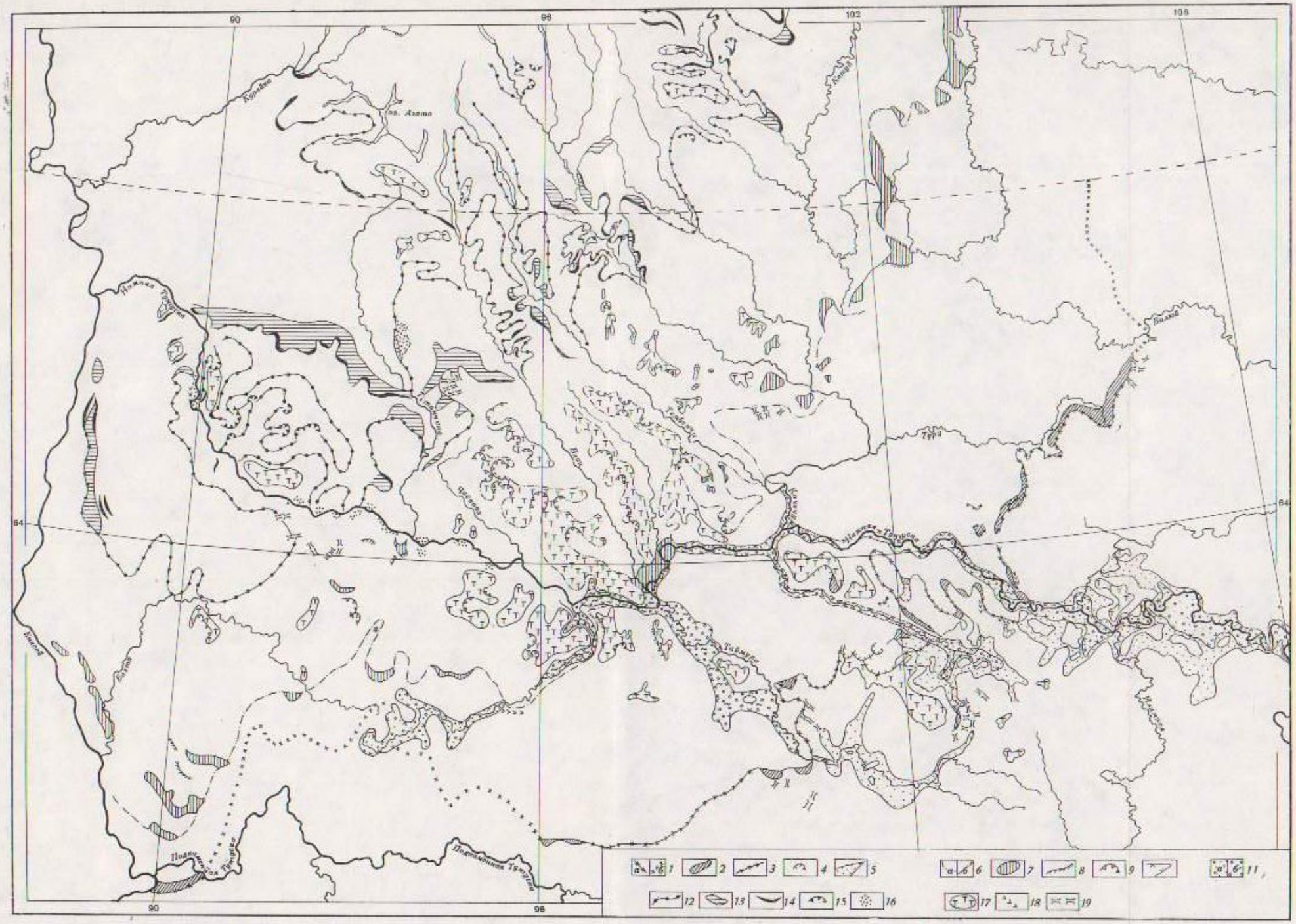


Рис. 1. Схема распространения краевых ледниковых образований на северо-западе Среднесибирского плоскогорья

Эпоха самаровского оледенения: *1* — граница оледенения (*а* — достоверная, *б* — предполагаемая); *2* — краевые образования; *3* — валы конечных морен; *4* — кары; *5* — пески, откладывавшиеся в подпрудном бассейне. Эпоха тазовского оледенения: *6* — граница оледенения (*а* — достоверная, *б* — предполагаемая); *7* — краевые образования; *8* — валы конечных морен; *9* — кары; *10* — границы подпрудных бассейнов; *11* — отложения подпрудных бассейнов (*а* — песчаные и гравийно-галечные, *б* — валунно-суглинистые). Эпоха зырянского оледенения: *12* — границы стадий; *13* — краевые образования; *14* — валы конечных морен; *15* — кары; *16* — пески подпрудного бассейна. Общие обозначения: *17* — горы и краевых частях ледниковых покровов, не закрывавшиеся льдами; *18* — ложбины стока талых ледниковых вод; *19* — долины сброса вод из подпрудных бассейнов

доледникового аллювия реки и делювия со склонов. В случаях свободного стекания ледника по уклонам долин морены напора не образовывались, и доледниковые рыхлые отложения деформировались очень незначительно.

На основании приведенных примеров можно предположить, что значительное выпахивающее действие ледник производит при движении по доледниковой депрессии, имеющей уклон, встречный движению льда. Очевидно, существует какой-то оптимальный угол встречного уклона, при котором в зависимости от мощности льда выпахивание может быть максимальным.

Ледниковые покровы подпруживали долину Нижней Тунгуски, в которой образовывалось глубокое вытянутое по долине озеро. На участке, где в подпруженную долину Нижней Тунгуски входил язык нижнетунгусского ледника, известны очень интересные разрезы ледниковых образований, в которых морена — несортированные суглинисто-супесчаные отложения, переполненные валунами, галькой, щебнем и другими обломками мощностью от 0,5 до 3 *м*, переслаивается со слоями галечников, гравийников, песков мощностью от 0,3 до 1,5 *м*. Общая мощность подобных разрезов — 60—80 *м*. Количество прослоев морены колеблется от 5 до 10 *м*. Такого рода строение ледниковых толщ описано Ю. А. Лаврушиным (1968) для краевых частей ледниковых языков Шпицбергена, спускающихся в фиорды. Очевидно, и в долине Нижней Тунгуски ледниковые языки всплывали в подпрудном озерном бассейне и формировали своеобразные водные фации краевых ледниковых отложений.

Краевые ледниковые образования, фиксируя границу максимального продвижения ледниковых покровов, отражают еще одну характерную особенность их распространения. Все ледниковые покровы имели наибольшее продвижение на юг на западе плоскогорья; в восточном и северо-восточном направлении площадь их развития резко сокращалась (см. рис. 1).

Интересно, что в направлении с запада на восток убывает и степень выраженности конечных морен. Особенно это видно на примере наиболее хорошо сохранившихся краевых отложений верхнечетвертичного оледенения. Так, ярко выраженная конечная морена онёкской стадии на западе, в районе оз. Онёка, представляет собой хаотическое нагромождение холмов и гряд, протягивающихся полосой шириной 10—15 *км* и ограниченных с внешней стороны высокими конечноморенными валами (высотой до 50 *м*). Эта полоса к северо-востоку постепенно сокращается по ширине и прерывается; холмы и гряды становятся гораздо ниже, понижаются и конечноморенные валы. Наконец, на самом северо-востоке остатки холмисто-грядового краевого рельефа окончательно исчезают, а длительное стояние ледника здесь фиксируется лишь единичными невысокими, узкими конечноморенными валами.

Сокращение площади ледниковых покровов и уменьшение степени выраженности конечноморенных образований к северо-востоку свидетельствуют о резком убывании размеров оледенения в том же направлении. Повторение этого явления во все эпохи и стадии оледенения говорит о том, что оно вызвано какой-то единой устойчивой региональной причиной. Убывание оледенения в определенном направлении, как известно, является следствием относительного повышения в том же направлении снеговой линии. Высота же снеговой линии зависит от орографических и климатических условий. Однако, в рассматриваемом случае орографические условия восточной части плоскогорья скорее должны были бы способствовать большему развитию оледенения, так как абсолютные высоты водоразделов достигают здесь 700—1000 *м*, а долин — 300—400 *м*, в то время как в западной части господствуют высоты 600—500 *м* (междуречье) и 100—200 *м* (долины). Таким образом, основную, определяющую роль в положении снеговой линии могли

играть лишь климатические факторы. Среди них главными являются температурный режим и осадки.

Рассматривая ход изотерм современных среднегодовых температур, можно видеть, что в направлении на восток они не только не возрастают, а наоборот понижаются. Так, в Туруханске среднегодовая температура —7,6°, в пос. Тутончаны, расположенном юго-восточнее, среднегодовая температура — 8°, а в пос. Тура (еще восточнее) — 9,2°. Если предположить такой же ход температур (соответственно с более низкими показателями) в эпоху оледенений, он не только не вызвал бы повышения снеговой линии в восточной части плоскогорья, а, наоборот, способствовал бы ее понижению. Очевидно, температурные условия не определяли изменения уровня снеговой линии. Здесь, как и вообще в высоких широтах, наибольшее значение для положения уровня снеговой линии, вероятно, имело количество выпадавших твердых осадков.

Как же распределяются осадки на плоскогорье в настоящее время? Наибольшее количество их (600—700 *мм*) выпадает на северо-западе — на плато Путорана, в его центральной, наиболее высокой, части. Западный край плоскогорья южнее плато Путорана и вплоть до Енисейского кряжа получает в год 500 мм. В восточном направлении количество осадков уменьшается, изолинии идут почти в меридиональном направлении, и уже у пос. Тура выпадает всего лишь 350, а в верхнем течении р. Вилюй — 300 *мм*.

Таким образом, уменьшение количества современных осадков идет в том же направлении, что и убывание размеров древнего оледенения. Еще более разительно с контурами размещения ледниковых отложений совпадают изолинии количества современных твердых осадков. Больше всего их выпадает в северо-западной и западной частях плоскогорья, к востоку и северо-востоку количество твердых осадков резко и быстро уменьшается, а направление изолиний почти полностью совпадает с направлением конечных морен верхнечетвертичного оледенения.

К западной части плоскогорья, между устьями Нижней и Подкаменной Тунгусок, отличающейся наибольшим количеством твердых осадков, приурочено максимальное распространение морен тазовского оледенения. Пространственная приуроченность ледниковых покровов к площадям с наибольшим количеством современных осадков свидетельствует о том, что высота снеговой линии на Среднесибирском плоскогорье в ледниковые эпохи являлась прямой функцией количества выпадающих осадков и общей влажности атмосферы, и именно они и их размещение являются той региональной причиной, которая обусловливала убывание размеров оледенения к востоку.

Интересно, что зависимость энергии оледенения от количества выпадающих осадков и изменение размеров оледенения на сравнительно небольших расстояниях наблюдаются в настоящее время на площадях материкового оледенения, например в Гренландии (Марков, 1961) [1]. В южной части острова, где количество выпадающих осадков равно 1200 *мм*, мощность ледникового щита достигает больших размеров, в то время как в северной части количество осадков не превышает 100 *мм* и мощность ледника очень незначительна. Мощность льда изменяется в Гренландии и на небольших расстояниях. В восточной части острова, получающей наибольшее количество осадков, мощность покрова максимальна. К западу мощность его уменьшается соответственно убыли осадков, в связи с чем профиль ледникового щита асимметричен.

Очевидно, приблизительно такая же картина могла быть и на севе-

[1] Данный пример интересен только как доказательство возможности быстрого убывания размеров оледенения в связи с уменьшением количества осадков и ни в коем случае не предполагает параллелизации климатических условий Гренландии и Восточной Сибири.

ро-западе Среднесибирского плоскогорья. На плато Путорана и вдоль западной окраины плоскогорья ледниковые покровы были мощные и активные, о чем свидетельствует значительное развитие краевых образований. В направлении к востоку мощность их быстро уменьшалась, лед почти не двигался (слабо выраженные конечноморенные валы). Правда, расстояния, на которых происходили эти изменения в Сибири, были меньше, чем в настоящее время в Гренландии.

Состояние влажности атмосферы и количество выпадающих осадков, очевидно, могут не только влиять на уровень снеговой линии и распространение льда, но и являться одной из причин оледенений.

Среднегодовые температуры севера Среднесибирского плоскогорья в настоящее время ниже, чем в Норвегии и Исландии, расположенных в тех же широтах, что и плато Путорана, но количество получаемых им осадков недостаточно для развития оледенения (на 400—500 *мм* меньше, чем в областях оледенений Исландии и Норвегии), хотя здесь нередко наблюдаются перелетовывающие снежники и наледи. Увеличения количества осадков, очевидно, было бы достаточно, чтобы на плато Путорана начало происходить накопление твердых осадков. Если же одновременно произойдет общее понижение температуры, то условия для возникновения оледенения будут оптимальными.

В настоящее время в западную часть плоскогорья осадки приносятся проходящими с северо-запада (со стороны Северного Ледовитого океана) на юго-восток циклонами, которые обрушивают приносимую ими влагу в первую очередь на возвышающийся над Западно-Сибирской равниной западный фас плоскогорья. Проникновение в пределы низменности моря должно было неизбежно вызывать увеличение приносимых на плоскогорье с запада осадков, а следовательно, и являться одной из причин возникновения на плоскогорье оледенений. Это предположение подтверждается известными в настоящее время данными о неоднократных трансгрессиях моря в пределы Западно-Сибирской равнины. В толще залегающих на территории низменности морских осадков, по последним данным, выделяются отложения трех трансгрессий: раннесреднеплейстоценовой, предшествовавшей максимальному (самаровскому) оледенению; среднеплейстоценовой (санчуговской), последовавшей за максимальным оледенением и, очевидно, предшествовавшей тазовскому оледенению; верхнечетвертичной казанцевской, предшествовавшей верхнечетвертичному (зырянскому) оледенению. Подобные исторические сочетания в развитии трансгрессий и оледенений в четвертичное время позволяют предполагать, что трансгрессии, вызывая увеличение осадков и общей влажности, могли быть одной из основных причин возникновения и развития оледенений на Среднесибирском плоскогорье.

Функцией количества выпадающих осадков является и степень размыва ледниковых образований. Особенно это касается отложений наиболее древнего оледенения, которые подвергались длительному денудационному воздействию. Так, краевые ледниковые отложения самаровского оледенения на востоке территории сохранились на значительных площадях, имеют сравнительно большие (до 15—20 *м*) мощности, в иных местах известны даже конечноморенные валы, правда в значительной мере уплощенные и, вероятно, сниженные. На западе плоскогорья конечные морены не сохранились, граница оледенения восстанавливается лишь по южному пределу распространения морен, залегающих главным образом в понижениях рельефа.

Интересны взаимоотношения ледниковых покровов и новейших структур. Центром оледенений являлась наиболее поднятая новейшая структура — Путоранский свод (рис. 2, *А*).

Отклонения краевых ледниковых образований самаровского и тазовского оледенений от субконцентрического положения вокруг плато

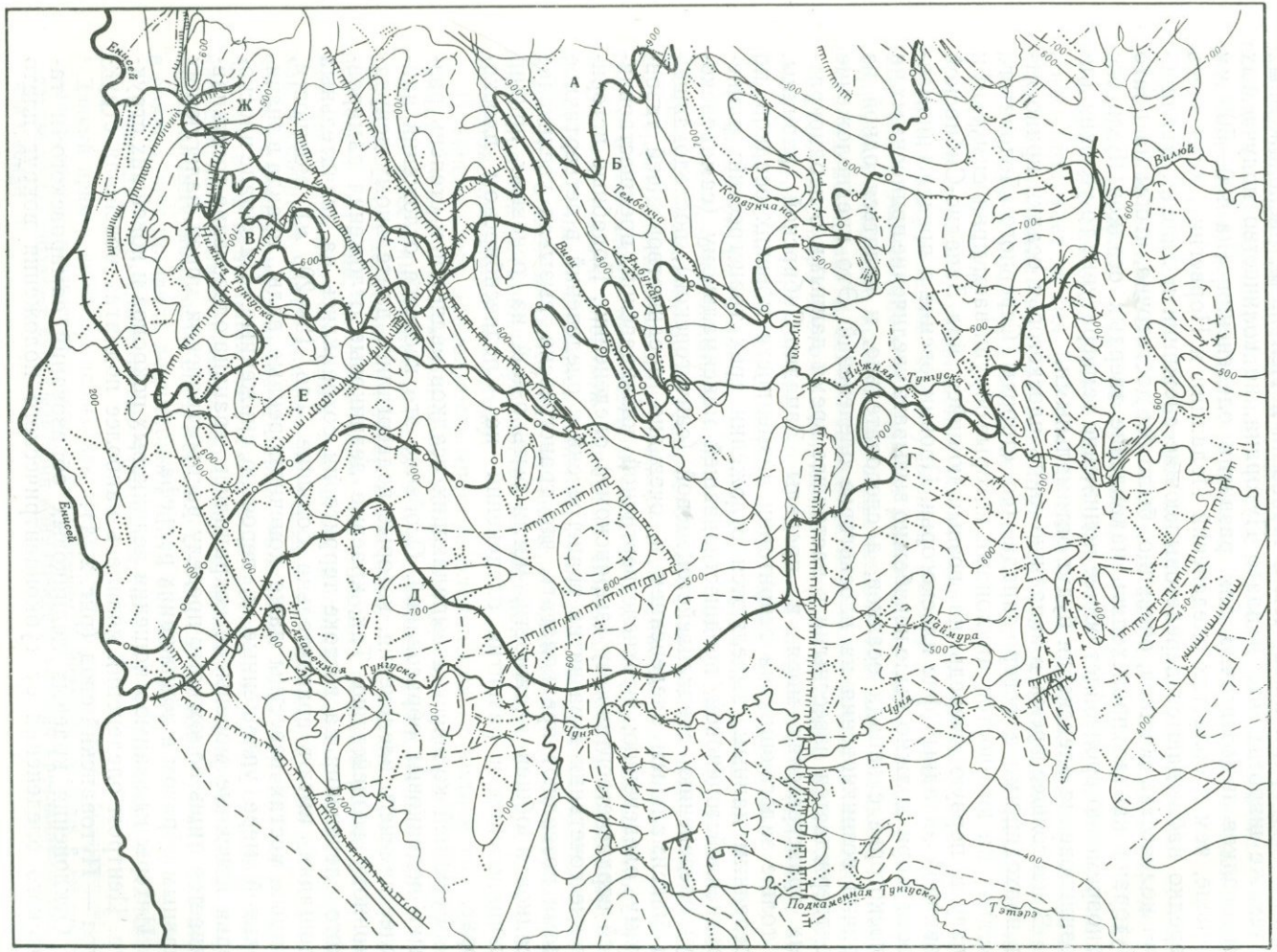


Рис. 2. Карта новейшей тектоники северо-западной части Сибирской платформы. Составила М. А. Крауш при участии Л. Л. Исаевой

1 — изолинии суммарных деформаций дат-эоценовой поверхности, отражающие формы новейшей структуры (*а* — проведенные через 100 *м*, *б* — через 50 *м*); *2* — зоны разломов в осадочном чехле платформы, трассирующие глубинные разломы; *3* — разрывные нарушения, установленные по геофизическим, геологическим, геоморфологическим признакам (*а* — со смещением, *б* — без смещения, новейшие унаследованные); *4* — разрывные нарушения установленные по геоморфологическим признакам и морфометрическим данным (*а* — со смещением, *б* — без смещения, предположительно новейшие); *5* — разрывные нарушения, установленные по геофизическим и геологическим данным с возможными движениями по ним в новейшее время; *6* — граница максимального (самаровского) оледенения; *7* — граница тазовского оледенения; *8* — граница верхнечетвертичного (зырянского) оледенения. *А* — Путоранский свод; *Б* — Тембенчинский структурный нос; *В* — Нимдинское поднятие; *Г* — Нидымское поднятие; *Д* — Подкаменский свод; *Е* — Суринградаконская впадина; *Ж* — Боргуклинская впадина

Путорана являются следствием обтекания ледниковыми покровами новейших структур, формировавшихся в течение неоген-четвертичного времени. Так, самаровский ледниковый покров резко сокращается к северу, обходя Нидымское поднятие (рис. 2, *Г*) и Подкаменский свод (рис. 2, *Д*). Тембенчинский структурный нос (рис. 2, *Б*) являлся ледоразделом восточной и западной частей тазовского покрова. В пределах этой структуры, южнее границы сплошного покрова, формировались долинно-каровые леднички, являвшиеся дополнительным питанием для продвигавшихся от покрова по большим речным долинам ледников и обеспечивавшие их значительное продвижение вниз по долинам (на 100—200 *км* от покрова, см. рис. 1).

Отклонение к северу верхнечетвертичных краевых ледниковых образований в западной части плоскогорья объясняется огибанием ледниковым покровом Нимдинского поднятия (рис. 2, *В*). По неотектоническим депрессиям происходили продвижения ледниковых покровов на юг. Так, самаровский и тазовский покровы использовали в своем движении Сурингдаконскую впадину (рис. 2, *Е*), а верхнечетвертичный ледник переходил по Боргуклинской депрессии (рис. 2, *Ж*) долину Нижней Тунгуски.

ЛИТЕРАТУРА

Исаева Л. Л. Следы четвертичного оледенения в северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2.

Капица А. П. Динамика и морфология ледникового покрова центрального сектора Восточной Антарктиды.— Труды САЭ, 1961, т. 18.

Лаврушин Ю. А. Особенности накопления и строения ледниково-морских отложений в условиях фиордового побережья (на примере Шпицбергена).— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 3.

Маркс К. К. Вопросы ледниковой морфологии и палеогеографии на XIX Международном географическом конгрессе в Стокгольме.— Вестник МГУ, серия V. География, 1961, № 1.

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТСТУПАНИЯ ВАЛДАЙСКОГО ЛЕДНИКА НА ТЕРРИТОРИИ ПСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

В. А. ИСАЧЕНКОВ

Изучением краевых образований на территории Псковской области занимались И. В. Даниловский (1931), Г. В. Горбацкий (1948), А. А. Алейников (1960, 1963), С. В. Яковлева (1937), Б. Н. Можаев (Шульц, Можаев и др., 1963), Д. Б. Малаховский и М. Е. Вигдорчик (1963) и многие другие. Наиболее изучены краевые образования юго-восточной части области, в пределах развития Ловатской лопасти валдайского ледника. Значительно хуже изучена западная часть области, и особенно Псковская низина. Интересный материал получен в результате геологической съемки, которую проводили здесь О. Н. Элькин, В. А. Селиванова, В. И. Голубева, А. Н. Александрова и др.

Как известно, на территории Псковской области выделяются две ледниковые лопасти — Ловатская и Псковская. Формирование их было в значительной степени предопределено неровностями поверхности коренных пород. На поверхности коренных пород (рис. 1) выделяются две депрессии, соответствующие современным Псковской и Ловатской низинам. Поверхность коренных пород в пределах Псковской низины

повышается с севера на юг от — 20 *м* (абс. отметка в котловине Псковско-Чудского водоема) до 80—90 *м* в районе г. Опочка. На поверхности коренных пород выделяются три уступа. Один из них, высотой до 25—30 *м*, прослеживается по южному и восточному побережью Псковского озера и соответствует северному склону девонской куэсты (Псковская куэста). Второй уступ, высотой до 25 *м*, отмечается к северу от г. Остров и третий, высотой около 24—25 *м*,— в районе г. Опочка.

На юге Псковская низина ограничена Идрицко-Себежским поднятием, отделяющим ее от понижения поверхности коренных пород в пределах Полоцкой низины. Это поднятие имеет абсолютную высоту до 100—120 *м* и возвышается над Псковской низиной на 20—40 *м*. Северный склон поднятия относительно пологий, южный — более крутой, представляет собой уступ Северобелорусской девонской куэсты. Поверхность коренных пород в южной части Ловатской низины имеет абсолютную высоту 60—80 *м*. Низина продолжается к югу и через седловину с абсолютной высотой около 90 *м* соединяется с Двинско-Касплянской низиной.

Между Псковской и Ловатской низинами располагается система поднятий поверхности коренных пород в пределах современных возвышенностей Городокской, Бежаницкой и Лужской. Поднятия возвышаются над окружающими низинами на 20—40 *м*. Наличие этих поднятий обусловило расчленение валдайского ледника на две лопасти — Ловатскую и Псковскую.

Поверхность коренных пород оказала большое влияние на деградацию ледника. Об этом свидетельствует, в частности, распределение мощности четвертичных отложений. Наименьшие мощности наблюдаются в пределах Псковской и Ловатской низин, где располагались ледниковые лопасти. На Псковской низине мощность четвертичных отложений обычно менее 20 *м*. Резко увеличивается мощность четвертичных отложений в зоне сочленения Псковской и Ловатской лопастей в пределах Лужской, Судомской и Бежаницкой возвышенностей, а также в южной части Псковской области, где проходит основной пояс краевых образований валдайского ледника. Краевые образования, развитые в южной части Псковской области, образуют две системы дуг, обращенных выпуклой стороной к югу. Одна из них соответствует Ловатской лопасти, другая — Псковской лопасти валдайского ледника. Краевые образования Ловатской лопасти представлены Великолукской и Усвятской дугами, краткая характеристика которых дана в двух последующих статьях настоящего сборника.

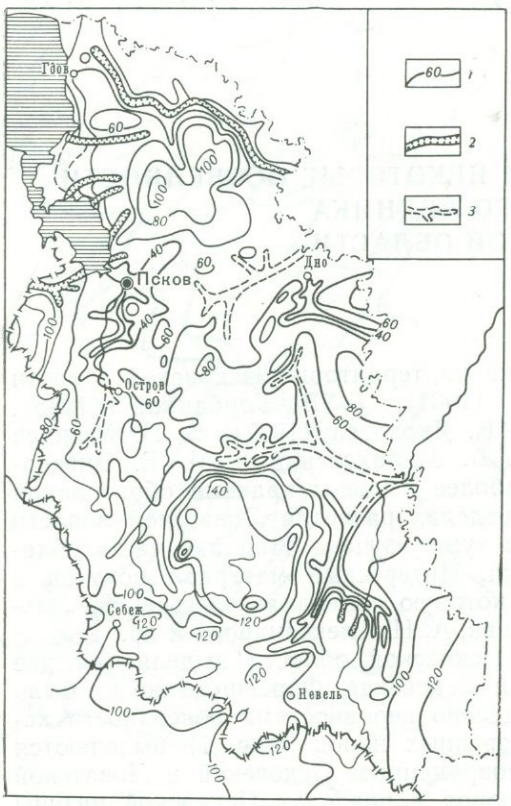


Рис. 1. Схема поверхности коренных пород Псковской области

1 — изолинии поверхности коренных пород (через 20 *м*); *2* — доледниковые (довалдайские?) долины; *3* — то же, предполагаемые

Краевые образования Псковской лопасти наиболее ярко выражены между Псковской и Полоцкой низинами в районе городов Пустошка, Идрица, Себеж и Освея. Они образуют здесь Себежский пояс краевых образований, в пределах которого выделяются две зоны: внешняя и внутренняя.

Внешняя зона прослеживается от южной окраины Бежаницкой возвышенности к г. Пустошка и далее на юго-запад к г. Освея. В пределах внешней зоны развит холмистый и мелкохолмистый, реже крупнохолмистый рельеф типа моренной и камовой равнин. Хорошо выраженная цепь холмов и гряд прослеживается в северной части внешней зоны западнее и юго-западнее г. Пустошка у деревень Сутоки, Гринево, Лаврово и др. Развитые здесь холмы и гряды имеют длину до 2—4 *км*, ширину до 0,5—1,0 *км* и высоту до 20—30 *м*. Сложены они обычно с поверхности опесчаненным валунным суглинком, в ядре — песчаным и песчано-гравийным материалом. В районе г. Пустошка к югу от отмеченной выше цепи холмисто-грядового рельефа выделяются еще три параллельные гряды, сложенные водно-ледниковым материалом и перекрытые валунным суглинком. На средней гряде наблюдаются местами гляциодислокации. К югу от этих гряд в районе оз. Рудо, дер. Таланкино, пос. Усть-Доллыссы располагаются плоско-волнистые зандровые равнины, сложенные с поверхности разнозернистыми песками со слоями и прослоями гравия и гальки. На остальной части внешней зоны развит холмистый моренно-камовый рельеф без ясно выраженной ориентации отдельных холмов и гряд. По южному краю внешней зоны располагается система котловин крупных озер (Свибло, Нища, Осыно и др.), которые сопровождаются озерно-ледниковыми равнинами.

Внутренняя зона прослеживается от Бежаницкой возвышенности на юго-запад между городами Опочка и Пустошка к Себежу; здесь она поворачивает на запад и южнее г. Зилупе примыкает к Латгальской возвышенности. В пределах дуги выделяются передовые и боковые участки. На боковом участке с восточной стороны дуги отмечаются две цепи холмов и гряд. Одна из них (Идрицкая) проходит в районе Идрицы и Себежа, вторая (Томсинская) прослеживается в 10—20 *км* к северу от первой. Эти две цепи состоят из холмов и гряд северо-восточного простирания. Длина гряд достигает местами 5—10 *км* при ширине 2—4 *км* и высоте от 15 до 60 *м*. Гряды Идрицкой цепи сложены разнозернистым песком и местами перекрыты маломощным опесчаненным валунным суглинком. Гряды Томсинской цепи обычно перекрыты с поверхности мореной, опесчаненным суглинком мощностью 3—4 *м*, в ядре сложены песком. Между Идрицкой и Томсинской цепями холмисто-грядового рельефа располагаются поперечные гряды, имеющие северо-западное простирание. Длина гряд до 2—4 *км*, ширина до 1—2 *км* и высота до 20—30 *м*. Сложены они обычно песчаным материалом и перекрыты иногда маломощной мореной. Между грядами располагаются котловины с мелкохолмистым и плоско-волнистым рельефом. С поверхности они обычно сложены песком. Таким образом, внутренняя зона на боковом участке имеет решетчатый орографический рисунок.

На переднем участке дуги краевых образований Идрицкая и Томсинская цепи сближаются. Здесь господствуют крупные гряды юго-юго-западного простирания. На переднем участке Томсинской цепи (дер. Заситно) гряды включают смятые в складки отторженцы девонских пород и представляют собой, видимо, морены ближнего напора. Гряды Идрицкой цепи сложены в основном песчаным материалом. От Идрицкой цепи краевых образований отходят на юго-восток несколько озовых гряд длиной до 20—25 *км*, шириной до 400—600 *м* и высотой до 30—40 *м*. С внешней стороны внутренней зоны прослеживается полоса зандровых и озерно-ледниковых равнин шириной до 10—15 *км*. В толще зандровых песков у подошвы Идрицкой цепи встречаются слои, представленные

скоплениями галечно-валунного материала — фация оплывания. С внутренней стороны Себежской дуги краевых образований располагается гляциодепрессия, занятая озерно-ледниковыми равнинами.

Все приведенные данные позволяют сделать следующие выводы. Формирование внешней зоны Себежских краевых образований происходило в условиях омертвления передней части ледникового языка. В процессе таяния мертвого и пассивного льда возникли широко развитые здесь холмистые и мелкохолмистые моренные и камовые равнины (морены мертвого льда, формы — заполнители пустот и др.). Во время максимального продвижения ледник не имел длительной остановки. Об этом свидетельствует отсутствие с дистальной стороны внешней зоны хорошо развитых краевых форм. Омертвление внешней зоны ледникового языка сопровождалось захоронением по его периферии глыб мертвого льда, на месте которых в дальнейшем возникли котловины крупных озер (Олойто, Нища, Ливно и др.). Более длительное время ледниковый язык сохранял активность в проксимальной части внешней зоны. Здесь, как уже отмечалось, прослеживается хорошо выраженная цепь холмов и гряд.

Несколько иные условия формирования краевых образований отмечаются в районе г. Пустошка. Здесь выделяется до четырех параллельных цепей холмов и гряд. Северная цепь образует дугу с хорошо выраженными угловыми, боковыми и передними участками. Наличие среди этих гряд морен напора позволяет предположить, что в районе Пустошка среди поля мертвого и пассивного льда выделяется микроязык, имевший повышенную активность. Микроязык продвигался по небольшой депрессии поверхности коренных пород. Подобные же условия формирования краевых образований имеются, по всей видимости, и в районе Освейской гряды.

Формирование внутренней зоны Себежских краевых образований происходило, вероятно, между краем активного и полосой мертвого и пассивного льда. Первоначально край активного льда располагался несколько южнее Идрицкой цепи холмисто-грядового рельефа. Затем произошло омертвление полосы льда шириной местами до 20—25 км. Между краем активного и полосой мертвого льда стала формироваться Идрицкая цепь холмисто-грядового рельефа. Материал приносился главным образом водой, поскольку развитые здесь холмы и гряды сложены песком. Первоначально избыток талых ледниковых вод переливался местами через полосу мертвого льда. В дальнейшем здесь возникли отмеченные выше радиальные озовые гряды.

Формирование Томсинской цепи холмисто-грядового рельефа началось несколько позднее Идрицкой, но еще в условиях, когда с внешнего края ледникового языка существовала полоса мертвого льда. Между полосой мертвого и активного льда находилась зона трещиноватого льда. Выделялись крупные трещины двух направлений — параллельно и перпендикулярно краю ледника. Трещиноватость была вызвана повторными подвижками ледникового языка. Об этом свидетельствуют развитые здесь морены напора. Через полосу трещиноватого льда проходил отток талых ледниковых вод. В результате на боковом участке Себежской дуги возникли краевые образования, имеющие решетчатый рисунок в плане. Особенно интенсивно перелив вод через полосу мертвого льда происходил на переднем участке ледникового языка (г. Себеж), и поэтому здесь сформировались крупные песчаные гряды, перпендикулярные краю ледника.

Если сравнить условия формирования Себежских и Великолукских краевых образований, то можно отметить существенные отличия. Верхнеловатский язык в фазу максимального продвижения находился долгое время в стационарном положении и расчленялся на ряд структурных микроязыков. Омертвление внешнего края языка произошло на вто-

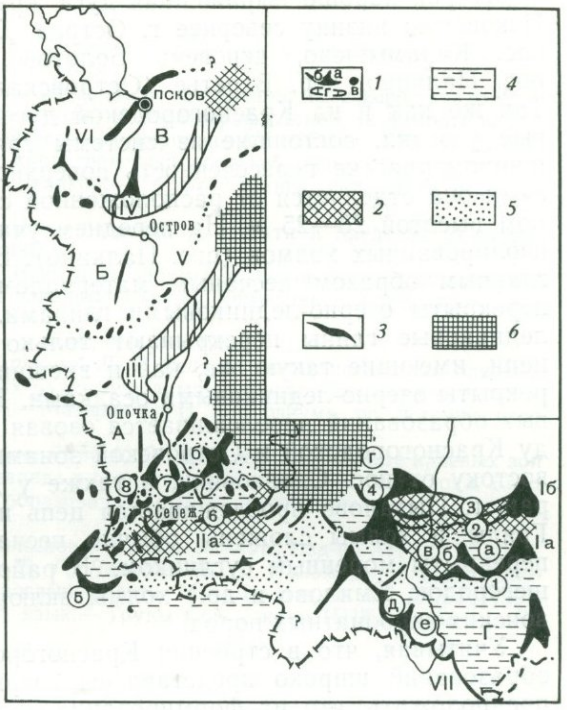


Рис. 2. Схема краевых образований Псковской области

Краевые образования: *I* — Великолукский пояс (*Iа* — внешняя зона, *Iб* — внутренняя зона); *II* — Себежский пояс (*IIа* — внешняя зона, *IIб* — внутренняя зона); *III* — Красногородская зона; *IV* — Островская зона; *V* — Горайская цепь; *VI* — Псковская цепь; *VII* — Усвятская зона

Гляциодепрессии языков: *А* — Верхневеликорецкого, *Б* — Средневеликорецкого, *В* — Нижневеликорецкого, *Г* — Усвятского; гляциодепрессии микроязыков (буквы в кружках): *а* — Верхнекуньинского, *б* — Соритского, *в* — Поречского, *г* — Новосокольнического, *д* — Шерстянского, *е* — Сенницкого. Цепи и гряды краевых форм рельефа (цифры в кружках): *1* — Поречская, *2* — Еремина, *3* — Пронинская, *4* — Новосокольническая, *5* — Освейская, *6* — Пустошкинская, *7* — Идрицкая, *8* — Томсинская.

1 — краевые цепи и гряды: *а* — угловые массивы, *б* — передние и боковые участки, *в* — крупные гряды и холмы, *г* — системы гряд; *2* — участки краевых форм рельефа без ясно выраженной ориентировки; *3* — крупные озы; *4* — озерно-ледниковые равнины в пределах Себежских, Великолукских и Усвятских краевых образований; *5* — плоские и холмистые зандры; *6* — Бежаницкий и Судомский межлопастные массивы

ром этапе формирования краевой зоны. При формировании Себежских краевых образований сразу же после максимального продвижения ледника произошло омертвление его внешней зоны. Краевые образования в значительной степени формировались между мертвым и активным льдом в условиях сильного обводнения, и поэтому здесь широко развиты камовые формы рельефа. Существенное влияние на характер деградации этих языков оказывал подстилающий рельеф. Верхнеловатский язык двигался по низине, имеющей свободный выход на юг в бассейн Западной Двины и Каспли. Верхневеликорецкий язык, создавший Себежскую краевую зону, надвинулся на северный склон Идрицко-Себежского поднятия, что затрудняло движение льда и привело к быстрому омертвлению его внешнего края.

На территории Псковской низины выделяется до трех-четырех дуг краевых образований (рис. 2). Одна из них прослеживается от Судомской возвышенности к низовьям р. Сороть и пос. Красногородское. Боковые участки этой дуги представлены несколькими цепями холмов и гряд. С внешней стороны дуги холмы и гряды перекрыты мореной, с внутренней — обычно сложены водно-ледниковым материалом. На привершинном участке дуги (дер. Велье) пересеченность краевой зоны уменьшается, и она четко отделяется от гляциодепрессии уступом высотой до 20—25 *м*. Внутренняя часть краевой зоны сложена здесь в значительной степени горизонтальнослоистым мелко- и среднезернистым песком. С внешней стороны краевой зоны холмы и гряды с поверхности сложены мореной. На переднем участке Красногородская дуга распадается на ряд изолированных холмов и гряд. К югу от дуги краевых образований прослеживается система озовых гряд. Наиболее крупная из озовых гряд протягивается вдоль р. Великая, в районе г. Опочка на расстояние до 30 км.

Вторая хорошо выраженная дуга краевых образований пересекает Псковскую низину севернее г. Остров. Дуга прослеживается в районе пос. Карамышево, деревень Болотово, Красные Пруды, Шибаны, пос. Палкино, дер. Веретье (Островская дуга краевых образований). Так же как и на Красногородской дуге, здесь хорошо развиты боковые участки, состоящие из системы гряд (до четырех). На привершинном участке пересеченность поверхности краевой зоны уменьшается, и она отделяется от расположенной севернее гляциодепрессии уступом высотой 20—25 *м*. На переднем участке дуга распадается на ряд изолированных холмов (пос. Палкино). Боковые участки дуги сложены главным образом песчаным материалом, привершинные — мореной и перекрыты озерно-ледниковыми глинами. На боковом участке озерно-ледниковые глины перекрывают только внешнюю цепь. Внутренние цепи, имеющие такую же, как и внешние, абсолютную высоту, не перекрыты озерно-ледниковыми осадками. К югу от Островской дуги краевых образований прослеживается озовая гряда длиной до 27 *км*. Между Красногородской и Островской зонами краевых образований к юго-востоку от пос. Славковичи, а также у деревень Верхний Мост и Гораи, г. Пыталово прослеживается цепь изолированных холмов и гряд. Гряды и холмы сложены обычно песчаным материалом и частично перекрыты моренным суглинком. В районе г. Пыталово (деревни Вышегородок, Емилово и др.) холмы включают крупные отторженцы девонских карбонатных пород.

Учитывая, что в строении Красногородских и Островских краевых образований широко представлены озерно-ледниковые осадки, можно предположить, что их формирование происходило в значительной степени между мертвым и активным льдом. Избыток талых ледниковых вод стекал по крупным трещинам на юг. На месте этих трещин возникли озовые гряды.

Хорошо выраженная цепь холмисто-грядового рельефа прослеживается в северной части Псковской низины в районе Пскова. Она состоит из системы взаимопродолжающихся холмов и гряд и наблюдается у деревень Торошино, Ваулины Горы, Горный Барин и др. Крупные гряды имеют длину до 2—4 *км*, ширину до 0,5 *км* и высоту от 10 до 40 *м*. Сложены они в значительной степени водно-ледниковым материалом и перекрыты нередко мореной. В карьере «Ваулины Горы» можно наблюдать, что слагающие гряду пески имеют слоистость, падающую на юго-запад, местами на север. Можно предположить, что принос материала, слагающего гряды, происходил не только с севера, но и юга. Следовательно, формирование этой цепи холмов, гряд происходило не у края ледника, а в трещине внутри ледника.

Обращает на себя внимание, что местоположение дуг краевых образований на Псковской низине обусловлено в значительной степени неровностями коренных пород.

Красногородская дуга приурочена к уступу поверхности коренных пород, расположенному севернее г. Опочка; Островская — к уступу севернее г. Остров; Псковская — к девонской куэсте, развитой по южному и восточному побережью Псковского озера. Формирование Красногородской зоны и Горайской цепи краевых образований связано с деятельностью Средневеликорецкого языка, гляциодепрессия которого занята Островской и Новгородской озерно-ледниковыми равнинами. Островская зона и Псковская цепь краевых образований возникли в результате деятельности Нижневеликорецкого языка Псковской лопасти валдайского ледника. Гляциодепрессия этого языка занята Псковской озерно-ледниковой равниной. Себежский пояс краевых образований сопоставляется нами, предварительно, с померанскими краевыми образованиями в Литве; Красногородская краевая зона — со Среднелитовской, Островская — с Северолитовской.

ЛИТЕРАТУРА

Алейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных отложений Северо-Запада СССР. Изд-во ЛГУ, 1960.

Алейников А. А. Краевые образования последнего оледенения на северо-западе Русской равнины в их геоморфологическом и стратиграфическом взаимоотношениях.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1963, т. 21.

Горбацкий Г. В. Геоморфологическая характеристика областей конечноледниковых отложений бассейна рек Ловати и Великой.— Труды Ленингр. пед. ин-та им. Герцена, 1948, т. 73.

Даниловский И. В. Геологическое строение бассейна р. Ловати в пределах 27-го листа.— Труды ГГРУ, вып. 125. Л., 1931.

Малаховский Д. Б., Вигдорчик М. Е. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на северо-западе Русской равнины.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1963, т. 21.

Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука, 1965.

Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики.— Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967.

Раукас А. В., Серебрянный Л. Р., Пуннинг Я.-М. К. Об абсолютном возрасте краевых зон и эволюции оледенения на северо-западе в позднем плейстоцене.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Северо-запад РСФСР. Физико-географическое описание. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949

Шульц С. С., Мажаев Б. Н., Мажаева В. Г., Палицын Н. Д., Пономарев Е. В., Доливо-Добровольский А. В. Судомская возвышенность. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Яковлева С. В. Ловатский ледниковый язык.— Труды Сов. секции ИНКВА, вып. 1. Л., 1937

О ГЛЯЦИОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ВЕЛИКОЛУКСКОЙ ДУГИ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В. А. ИСАЧЕНКОВ, Г. Н. ПЕТРОВ, И. И. МИХАЙЛОВ

Изучением краевых образований в бассейне р. Ловать к югу от г. Великие Луки занимались многие исследователи, но наиболее полное описание их дано в работе С. В. Яковлевой (1937), а также в материалах по геологической съемке (Д. Б. Малаховский и др.).

Великолукский краевой пояс образует выпуклую к югу дугу шириной до 30—60 *км*. В западной части дуга примыкает к Бежаницкой возвышенности, на востоке — к Валдайской возвышенности. Бежаницкая возвышенность представляет собой срединный моренный массив, возникший между Ловатской и Псковской лопастями валдайского ледника. В пределах дуги развит сильно пересеченный холмисто-моренный, местами камовый рельеф с абсолютными отметками от 140 до 250 *м*. К северу от Великолукской дуги краевых образований расположена Ловатская низина, занятая плоско-волнистыми моренными и озерно-ледниковыми равнинами с абсолютными отметками 80—120 *м*. К югу от Великолукской дуги распространены озерно-ледниковые и зандровые равнины Усвятской гляциодепрессии.

Строение и мощность четвертичных отложений в пределах Ловатской низины и Великолукской дуги краевых образований различны. На Ловатской низине мощность четвертичных отложений редко превышает 10—15 *м*. Здесь выделяются обычно один-два моренных горизонта. На р. Ловать около дер. Сопки, на р. Большой Тудор у дер. Борисово (юго-восточнее г. Холм), на р. Кунья у дер. Спас-Прилуки под горизонтом морены встречены озерно-болотные осадки (Чеботарева, Мальгина, Недошивина, 1965). На основании данных спорово-пыльцевого

анализа озерно-болотные отложения у деревень Сопки и Борисово эти авторы относят к микулинскому межледниковью, и, следовательно, перекрывающая их морена является валдайской. Накопление озерно-болотных осадков, вскрытых у дер. Спас-Прилуки, происходило, по данным этих же исследователей, во время какого-то межстадиала.

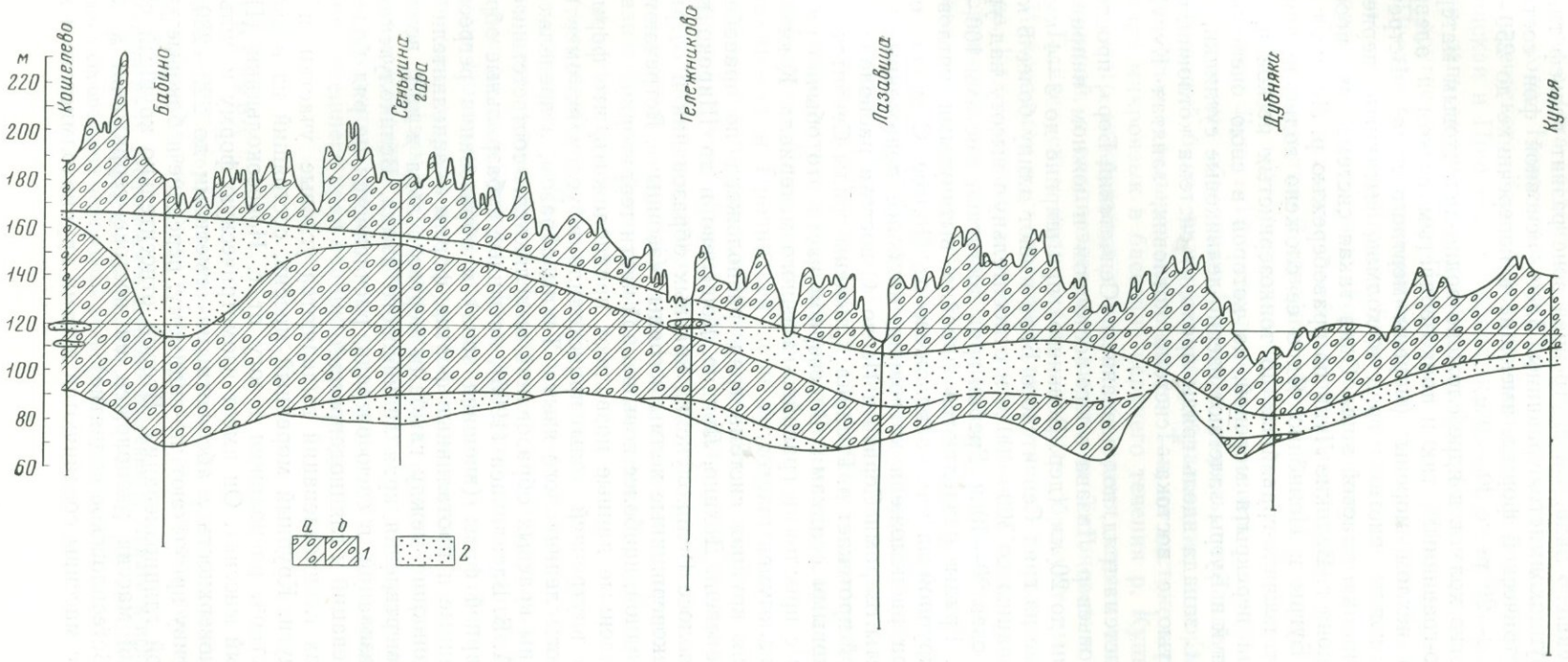
В зоне Великолукских краевых образований мощность четвертичных отложений увеличивается до 50—100, реже 140 *м*. Максимальная мощность наблюдается в западной части территории (до 140 *м*), минимальная — в бассейне р. Кунья (40—50 *м*), вновь мощность увеличивается (до 60—70 *м*) на востоке территории в районе пос. Кунья. Обращает на себя внимание, что в южной части Великолукской дуги краевых образований выделяется полоса повышенной мощности четвертичных отложений. Начинается она южнее г. Новосокольники (140 *м*), прослеживается восточнее пос. Поречье и дер. Сиверст Великолукского района и дер. Б. Аннино Куньинского района Псковской области. Уменьшение мощности четвертичных отложений по правобережью Куньи, как это видно на геологическом профиле (рисунок), происходит за счет выклинивания нижней части четвертичной толщи. По данным Великолукской геологосъемочной партии Северо-Западного геологического управления, среди четвертичных отложений здесь выделяются породы среднего и верхнего плейстоцена и голоцена. Отложения среднего плейстоцена вскрыты скважиной у дер. Бандино Куньинского района. Залегают они в понижении поверхности коренных пород. На основании данных спорово-пыльцевого анализа накопление этих осадков относят к лихвинскому межледниковью (Спиридонова, Малаховский, 1965).

Выше лихвинских отложений залегает толща песков мелко- и тонкозернистых общей мощностью до 18,5 *м*, перекрытая широко развитой на этой территории мореной (21,5 *м*) валдайского возраста. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют, что накопление песков происходило во время межстадиала или части межледниковья, стратиграфическое положение которого остается до конца неясным (Спиридонова, Малаховский, 1965).

Отложения, которые достоверно можно отнести к днепровскому, одинцовскому и московскому времени, в зоне Великолукской дуги краевых образований пока не обнаружены. Однако наличие их вполне вероятно, особенно в депрессиях поверхности коренных пород. Основная часть толщи четвертичных отложений, развитых на этой территории, относится, по-видимому, к валдайскому времени. Нижний из моренных горизонтов сопоставляется нами с ранневалдайским (бологовско-едровская стадия?), верхний — с поздневалдайским (вепсовско-крестецкая стадия?) оледенениями (Раукас, Серебрянный, Пуннинг, 1968).

В пределах Великолукской дуги краевых образований по геоморфологическим особенностям выделяются внешняя и внутренняя зоны [1]. Во внешней зоне развиты главным образом крупные холмы и гряды, сложенные в значительной степени водно-ледниковым материалом (пески разнозернистые, главным образом крупно- и среднезернистые) и перекрытые частично мореной. В толще моренных и особенно водно-ледниковых осадков в большом количестве встречаются скопления валунов. Холмы и гряды имеют обычно длину 2—4 *км*, ширину 1—2 *км* и высоту до 20—30 *м*. В некоторых местах вдоль края внешней зоны развит волнистый и мелкохолмистый рельеф. Сложены эти участки разнозернистыми песками, нередко с включениями крупных валунов. Учитывая, что во внешней зоне холмы и гряды сложены хорошо перемытым материалом, можно предположить, что формирование рельефа происходило в условиях относительно стационарного положения края ледника.

[1] См. схемы поверхности коренных пород и краевых образований в статье В. А. Исаченкова в настоящем сборнике.



Геологический разрез через Великолукский пояс краевых образований к югу от г. Великие Луки по линии Кошелево — Кунья

1 — валунные супеси и суглинки (морена): *а* — поздневалдайские (вепсовско-крестецкие); *б* — ранневалдайские (бологовско-едровские); *2* — межморенные отложения (пески разнозернистые, супеси, суглинки и глины)

Мелкохолмистый рельеф возник, по-видимому, на поверхности тонкой полосы омертвевшего льда. Во внутренней зоне развит рельеф типа холмистой и крупнохолмистой равнины. Здесь основной фон составляют холмы изометрической формы, имеющие в поперечнике до 250—500 *м* и высоту до 10—20, реже 30—40 *м*.

Большинство холмов в ядре сложено водно-ледниковым материалом (как песчано-гравийным, так и тонкозернистым песком и алевритом) и перекрыто чехлом морены (морены мертвого льда). Встречаются здесь также гряды, системы гряд и холмов, вытянутые перпендикулярно простиранию краевой зоны. Одна такая система гряд прослеживается от района г. Великие Луки по правобережью р. Ловать к деревням Купуй, Бугры и Полибино. Ядро ее сложено водно-ледниковыми осадками (от песчано-гравийных до тонкозернистых песков и алевритов). Система перекрыта мореной, на которой в свою очередь около деревень Купуй и Бугры залегают озерно-ледниковые суглинки, алевриты и глины. С запада вдоль гряды проходит система котловин, освоенная р. Ловатью, с востока — система котловин, занятая Купуйскими озерами.

Другая система гряд, под названием «Сенчитский Бор», прослеживается от верховьев р. Лазава в юго-восточном и южном направлениях на расстоянии до 20 *км* (дер. Вольнево) при ширине до 3—4 *км*. Наиболее крупные из гряд Сенчитского Бора имеют длину более 3 *км*, ширину по основанию до 300—400 *м* и относительную высоту над уровнем прилежащих озер 20—40 *м*. Гребни гряд достигают местами 160—180 *м* абс. высоты. Гряды разделяются линейно вытянутыми котловинами, в наиболее крупной из них расположено оз. Долгое. С запада от Сенчитского Бора расположена котловина, наиболее пониженные участки которой заняты озерами Сорито и Псово. С востока расположена низина, по которой протекает р. Рослица. Сложены гряды Сенчитского Бора водно-ледниковыми осадками. В северной части это обычно разнозернистые пески с прослоями гравийно-галечного материала. К югу зернистость материала уменьшается.

Следующая крупная система гряд расположена по правобережью р. Кунья у деревень Дохино, Лунино, Кошелево и др. Широко распространены в полосе Великолукских краевых образований и озерно-ледниковые плосковершинные холмы и гряды («звонцы»). Встречаются они обычно в западной, наиболее повышенной части территории.

Все приведенные данные позволяют предположить, что формирование рельефа внутренней зоны происходило в условиях омертвления широкой полосы ледникового языка. Таким образом, в пределах Великолукской зоны краевых образований выделяются, в соответствии с классификацией А. Б. Басаликаса (1965), насыпные субаэральные образования стационарной фазы (внешняя зона) и образования регрессивной фазы (трещинные и проталинные формы, формы — заполнители пустот и формы, возникшие между глыбами мертвого льда и др.), возникшие в процессе омертвления края ледникового языка. Великолукская дуга краевых образований, в свою очередь, расчленяется на ряд более мелких гляциоэлеваций и гляциодепрессий.

В пределах гляциоэлеваций выделяются угловые участки и соединяющие их дуги. Крупный моренный массив, состоящий из нескольких угловых участков, расположен к югу от г. Новосокольники (Петровский моренный массив). Он имеет изометрическую форму и сильно пересеченную поверхность с абсолютными отметками до 220—230 *м*. На севере к массиву примыкают, по-видимому, передние и боковые участки более молодой гляциоэлевации. Второй относительно крупный срединный моренный массив расположен на востоке территории к югу от пос. Кунья (Встесиловское поднятие).

Срединные массивы соединяются дугами крупнохолмистого и холми-

стого рельефа. Одна из этих дуг (Поречьская) проходит в южной части Великолукского пояса краевых образований и соответствует его внешней зоне. Она состоит из поднятий Тихоновского, Шляпниковского, Коротковского, Новосельского, Сафоновского, Пляксинского, Моржовского, Поречтского, Калдобинского, Зайцевского и др. Две другие цепи (Ереминская и Пронинская) прослеживаются во внутренней зоне. Ереминская цепь включает Белавинское, Купуйское, Ереминское, Мухинское и другие поднятия; Пронинская цепь — Пронинское, Задежское и др. Пронинская и Ереминские цепи сближены, от них к югу отходят системы гряд Сенчитского Бора и камового массива, расположенного по правобережью Куньи. Формирование этих цепей краевых образований, возможно, связано с небольшой осцилляционной подвижкой края отступавшего ледника. В северной части Великолукского пояса выделяется несколько крупных поднятий, которые расположены между городами Великие Луки и Новосокольники и к северо-востоку от пос. Кунья.

Цепи краевых образований, в свою очередь, подразделяются на ряд гляциоэлеваций более низкого ранга, образование которых связано с деятельностью отдельных микроязыков. Так, на востоке территории располагался микроязык в бассейне верхнего течения р. Кунья. Гляциодепрессия этого микроязыка в настоящее время занята озерно-ледниковой равниной, а гляциоэлевация выражена Тихоновским, Шляпниковским и Пляксинским поднятиями, которые образуют выпуклую к югу дугу. Микроязыки располагались также в районе современной котловины оз. Кадоловского, в низине озер Сорито, Псово, Оспля, в районе оз. Поречьское. Кадоловская гляциодепрессия окаймляется с юга гляциоэлевацией, состоящей из Новосельского, Моржовского и Сафоновского поднятий; Соритская гляциодепрессия — Плаксинским, Колдобинским, Зайцевским и Лутовским поднятиями; Поречьская гляциодепрессия — Лутовским, Поречьским и Глазуновским поднятиями. Угловыми участками между Поречьским и Соритским микроязыками является Лутовское поднятие, а угловым участком между Соритским и Куньинским языками — Плаксинское поднятие.

Ереминская и Пронинская цепи крупнохолмистого рельефа также подразделяются на ряд слабо выраженных небольших гляциоэлеваций. Формирование этих краевых форм началось, по-видимому, между активным и пассивным льдом и завершилось уже в стадию почти полного омертвления льда. Об этом свидетельствует относительно широкое развитие здесь форм рельефа, сложенных озерно-ледниковыми осадками, в частности «звонцев».

Относительно крупная гляциодепрессия располагалась в районе г. Новосокольники. Передние и боковые участки окаймляющей ее гляциоэлевации примыкают к Петровскому массиву, угловой участок с востока расположен между г. Новосокольники и г. Великие Луки. Гляциодепрессия Новосокольнического микроязыка занята озерно-ледниковыми равнинами и открыта в сторону Ловатской низины.

Таким образом, Великолукская дуга краевых образований состоит из сложной системы взаимоподчиненных гляциодепрессий и гляциоэлеваций различного ранга, что свидетельствует о сложном лопастном строении внешнего края ледникового языка.

ЛИТЕРАТУРА

Горбацкий Г. В. Геоморфологическая характеристика областей конечноледниковых отложений бассейна рек Ловати и Великой.— Труды Ленингр. пед. ин-та им. Герцена, 1948, т. 73.

Даниловский И. В. Геологическое строение бассейна р. Ловати в пределах 27-го листа 10-верстной геологической карты.— Труды ГГРУ, вып. 125. Л., 1931.

Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965.

Раукас А. В., Серебрянный Л. Р., Пуннинг Я.-М. К. Об абсолютном возрасте краевых зон и эволюции обледенения на северо-западе в позднем плейстоцене.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Спиридонова Е. А., Малаховский Д. Б. О находке лихвинских межледниковых отложений в бассейне верхнего течения р. Ловати.— В сб. «Проблемы палеографии». Изд-во ЛГУ, 1965.

Чеботарева Н. С., Мальгина Е. А., Недошивина М. А. Возраст верхней морены Приильменской низины.— В сб. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена». М., «Наука», 1965.

Яковлева С. В. Ловатский ледниковый язык.— Труды Сов. секции ИНКВА, вып. 1. Л., 1937.

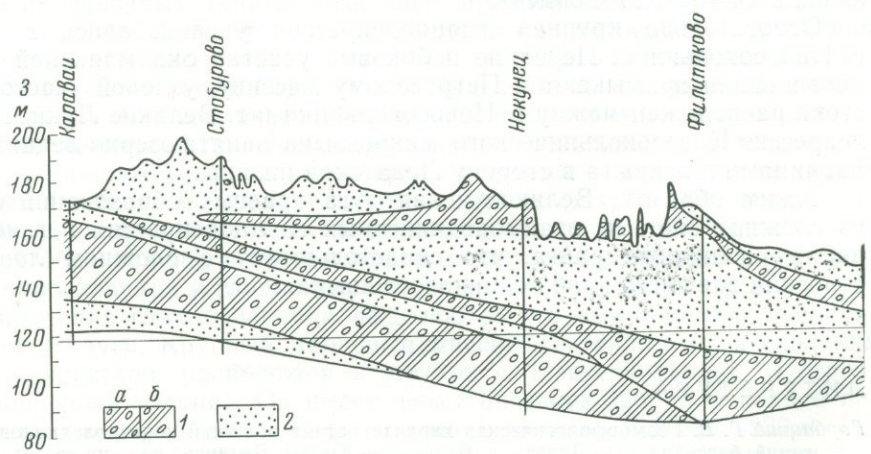
ОБ УСВЯТСКОЙ ДУГЕ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В. И. МИТАСОВ, В. А. ИСАЧЕНКОВ

В юго-восточной части Псковской области в бассейне верхнего течения рек Ловать и Западная Двина прослеживается зона крупнохолмистого рельефа, обращенная выпуклой стороной к югу. Начинается она севернее г. Невель и протягивается на юго-восток к пос. Усвяты Псковской области. К югу от пос. Усвяты ширина полосы пересеченного рельефа и высота развитых здесь холмов и гряд уменьшаются. К северу от г. Велиж она прослеживается в виде узкой цепи холмов. Местами дуга здесь прерывается и вновь наблюдается в районе пос. Усмынь Куньинского района Псковской области. К северу от дуги крупнохолмистого рельефа расположены плоские и плоско-волнистые водноледниковые равнины. На юго-западе дуга холмистого рельефа отделяется от Городокской возвышенности низиной, в которой располагаются оз. Езирище и широтный участок р. Ловать.

Усвятскую дугу крупнохолмистого рельефа следует, по-видимому, рассматривать как крупную гляциоэлевацию, а расположенную севернее низину как гляциодепрессию Усвятского языка Ловатской лопасти валдайского ледника.

Мощность и строение четвертичных отложений в пределах гляциоэлевации и гляциодепрессии различны. (См. схемы поверхности корен-



Геологический разрез через Усвятскую краевую зону по линии Караваи — Церковище

ных пород и краевых образований в статье В. А. Исаченкова в настоящем сборнике).

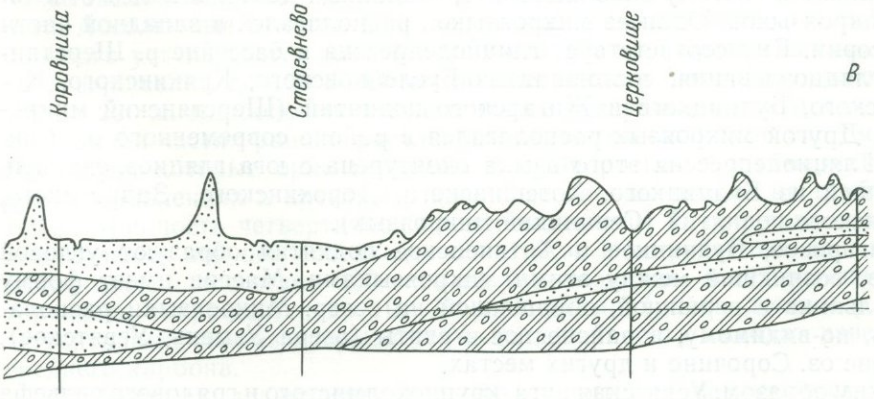
В пределах гляциодепрессии мощность четвертичных отложений обычно достигает 40—50 *м*, увеличиваясь местами до 60—70 *м*.

В гляциодепрессии развиты один-два моренных горизонта, представленных валунным суглинком (рисунок). На верхней морене залегает мощная толща водно-ледниковых осадков. Нижняя часть этой толщи сложена обычно суглинком, супесями и тонкозернистыми песками. Верхняя часть толщи на севере представлена разнозернистыми, главным образом средне- и тонкозернистыми песками с включениями гравия и гальки, на юге — мелкозернистыми песками, суглинками и глинами. Формирование нижней толщи связано с деятельностью приледникового водоема, существовавшего во время отступания ледника, отложившего верхнюю морену гляциодепрессии. Пески верхней толщи переходят в зандры, примыкающие на севере к Великолукской дуге краевых образований. Следовательно, их формирование происходило позднее нижней толщи и связано с подвижкой ледникового языка, отложившего Великолукскую дугу краевых образований.

Усвятская дуга краевых образований состоит из системы крупных холмов и гряд, участков холмистого рельефа и разделяющих их депрессий. Поднятия имеют длину до 3—6 *км*, ширину до 2—4 *км* и высоту до 20—30 *м* над прилежащими низинами (до 180—200 *м* абс. высоты). Наиболее крупными из поднятий является Буслайковское, Крякинское, Городищенское, Кошелевское, Будницкое, Антипенское, Жигаревское, Задрачское, Газибинское, Пахомовичское, Селецкое в западном крыле гляциоэлевации и Логовское, Гостаньское, Коженинское и другие — на восточном крыле дуги.

В пределах дуги краевых образований мощность четвертичных отложений достигает 80—100, иногда 120 *м*. По данным скважин, здесь выделяются до двух-четырех моренных горизонтов, разделенных водно-ледниковыми осадками. Учитывая, что формирование Великолукской дуги краевых образований связано, видимо, с вепсовско-крестецкой стадией, верхнюю морену, развитую в пределах Усвятской гляциодепрессии и гляциоэлевации, следует относить к бологовско-едровской стадии.

Скважиной, пробуренной на Жигаревском поднятии в дер. Исаковщина, между нижней и средней для этой территории моренами, пройдены следующие осадки: песок серый, тонкозернистый, со слабо выраженной слоистостью, гумусированный — от 65 до 68 *м* и супесь серая, однородная — от 68 до 71,6 *м*.



1 — суглинки и супеси валунные (морена): *а* — ранневалдайские (бологовско-едровские), *б* — московские; *2* — межморенные и надморенные отложения (пески разнозернистые, супеси, суглинки и ленточные глины) ранневалдайского, московского и московско-валдайского времени

Спорово-пыльцевой анализ 18 образцов из этого разреза проделан Демешко. В общей сумме пыльцы и спор преобладает пыльца березы (до 43,2%), сосны (до 44%) и ольхи (до 53,8%). Из хвойных встречается пыльца ели (до 53,8%) и пихты (до 0,8%). Присутствует также в небольшом количестве пыльца широколиственных: дуба (до 2,8%), липы (до 1,6%), граба (до 1,6%); максимальное содержание пыльцы лещины — до 16%. Встречены единичные зерна пыльцы экзотов, падуба, сумаха, многоплодника. Демешко относит образование этих отложений к фазе смешанных сосново-березовых лесов миндель-рисского (лихвинского) межледниковья. Спорово-пыльцевая диаграмма не охватывает оптимума межледниковья, и поэтому такой вывод является условным. Недалеко от этого района в бассейне верхнего течения р. Кунья известны лихвинские межледниковые осадки, вскрытые скважиной в дер. Бандино (Спиридонова, Малаховский, 1965). Спорово-пыльцевые спектры отложений разреза у дер. Исаковщина по сравнению со спектрами у дер. Бандино содержат значительно меньший процент широколиственных, в том числе граба, незначительный процент пихты и меньшее количество ели. Весьма возможно, что спорово-пыльцевая диаграмма отложений у дер. Исаковщина отражает не межледниковье, а один из межстадиалов валдайского оледенения.

В верхней части разреза четвертичных отложений Усвятской зоны краевых образований преобладает водно-ледниковый материал, представленный главным образом озерно-ледниковыми осадками: тонкозернистыми песками, супесями, суглинками и ленточными глинами и суглинками. Это указывает на формирование краевой зоны в условиях затрудненного стока талых ледниковых вод и образования застойных водоемов. Препятствием, затруднявшим отток талых ледниковых вод к югу, мог быть, по-видимому, мертвый лед. Верхний моренный горизонт в пределах краевых образований расщепляется на два слоя, разделенных мощным слоем водно-ледниковых осадков; верхний слой морены развит главным образом во внутренней (проксимальной) части дуги краевых образований. Все это позволяет предположить, что формирование краевой зоны связано с осцилляционной подвижкой Усвятского языка. Первоначально в процессе отступания бологовско-едровского ледника наблюдалось, возможно, омертвление широкой полосы льда по северному и восточному склонам Городокской возвышенности. В дальнейшем произошла активизация Ловатской лопасти и надвигание Усвятского языка на мертвый и пассивный лед.

В расположении холмов и гряд в пределах Усвятской дуги краевых образований отмечают некоторые закономерности. Краевые формы объединяют в систему небольших дуг, созданных деятельностью отдельных микроязыков. Один из микроязыков располагался в западной части территории. Ему соответствует гляциодепрессия в бассейне р. Шерстянка и гляциоэлевация, состоящая из Буслойковского, Крякинского, Кошелевского, Будницкого и Жигарского поднятий (Шерстянский микроязык). Другой микроязык располагался в районе современного оз. Сенница. Гляциодепрессия этого языка оконтурена с юга гляциоэлевацией, состоящей из Будницкого, Хотешинского, Дорохинского, Задрачского, Газбинского поднятий (Сенницкий микроязык).

Жигарское, Будницкое и Антиненское поднятия образуют угловой массив, возникший между этими микроязыками. Массив имеет форму треугольника с вершиной, обращенной на север. Микроязыки располагались, по-видимому, в районе пос. Усвяты (озера Узмень, Усвятское), в районе оз. Сорочино и других местах.

Таким образом, Усвятская дуга крупнохолмистого и грядового рельефа представляет собой краевую зону Усвятского языка Ловатской лопасти валдайского ледника и состоит из системы гляциодепрессий и гляциоэлеваций, которые наиболее четко выражены с проксимальной стороны.

ЛИТЕРАТУРА

Басаликас А. Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Долуханов П. М., Микляев А. М. Голоценовая история озер юга Псковской области в связи с развитием поселений эпохи неолита и бронзы.— Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967.

Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965.

Спиридонова Е. А., Малаховский Д. Б. О находке лихвинских межледниковых отложений в бассейне верхнего течения р. Ловати.— В сб. «Проблемы палеографии». Изд-во ЛГУ, 1965.

КРАЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И ИХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

И. В. КОТЛУКОВА

Рассматриваемая территория протягивается от оз. Валдайское на северо-запад до долины р. Цна на юго-востоке, на западе ее ограничивает оз. Селигер, а на востоке — Вышневолоцкая впадина.

Центральная часть Валдайской возвышенности, входящей в состав Главного конечноморенного пояса северо-запада Русской равнины, характеризуется разнообразным пересеченным рельефом. В этом районе отдельные холмы достигают максимальных высот 300—305 *м*, относительные превышения местами приближаются к 80—90 *м* (уровень оз. Селигер 205 *м*, а вершины холмов, расположенных на его западном берегу, достигают высот 296—289 *м*). Холмистый ландшафт чередуется с плоскими и волнистыми заболоченнными равнинами. Именно на этой территории сосредоточны крупнейшие озера основной краевой зоны валдайского оледенения: Селигер, Велье, Шлино и Валдайское. Множество более мелких озер, разветвленные речные долины, многочисленные верховые и низинные болота образуют густую гидрографическую сеть.

Облик современного рельефа обусловлен в основном двумя факторами: морфологией поверхности дочетвертичных пород и ледниковой аккумуляцией. Основными формами погребенного структурно-денудационного рельефа являются Карбоновый уступ северо-западной части описываемой территории и плато, простирающееся на юго-восток от него. Абсолютные отметки дочетвертичной поверхности в пределах Карбонового уступа составляют 180 *м* у его верхней бровки и снижаются на северо-запад до 100 *м*. Отметки поверхности плато колеблются от 180 до 220 *м*. Карбоновый уступ, а также поверхность плато в северной и западной частях района расчленены древними долинами системы пра-Поломети, которые ориентированы в субширотном и субмеридиональном направлениях и врезаны в коренные породы иногда на глубину до 100 *м*. Мощность четвертичной толщи изменчива. В пределах стадиальных краевых зон она составляет 60—100 *м*, в погребенных древних долинах иногда достигает 150 *м*, а на водоразделах дочетвертичной поверхности сокращается до 10—30 *м*. Местами (район долины р. Цна) четвертичный покров прерывается и на поверхность выходят известняки среднего карбона.

Особенность ледникового рельефа территории заключается в том, что здесь на сравнительно небольшом пространстве, в пределах полосы шириной 50—70 *км*, последовательно, с северо-запада на юго-восток сменяются краевые образования четырех стадий валдайского

оледенения: крестецкой, вепсовской, едровской и бологовской, которые выделены здесь еще в 40-х годах Н. Н. Соколовым. Каждый из стадиальных комплексов окаймлен перигляциальными образованиями. За пределами распространения валдайского оледенения (бологовской стадии) перигляциальные образования максимальной и первых двух стадий отступания (едровской и вепсовской) сливаются, образуя зону песчаных равнин, обрамляющих Главный конечноморенный пояс. На юго-востоке рассматриваемой территории за полосой моренных равнин московского оледенения расположены небольшие пятна его краевых образований.

Четвертичные отложения района хорошо изучены. Здесь по палинологическим и другим данным выявлены места захоронения погребенной межледниковой (микулинской) и межстадиальной (березайский, соминский и мстинский интерстадиалы, аллерёд) флоры как под ледниковыми, так и под перигляциальными и послеледниковыми отложениями. Палинологически хорошо изучены и различные генетические типы отложений голоцена.

Ниже приводится краткое описание каждого из названных комплексов краевых образований со стратиграфическим обоснованием.

Краевые формы крестецкой стадии занимают северо-западную часть рассматриваемой территории и приурочены к склону и западной окраине Карбонового плато. Граница распространения льдов этой стадии, реконструированная по геоморфологическим данным, почти повторяет очертания подошвы Карбонового уступа, но смещена несколько на юго-восток. Преобладает здесь крупнохолмистый моренный рельеф. Холмы округлые, куполообразные, иногда с коническими вершинами, высота холмов до 30—50 *м*, диаметр до 1 *км*, форма изометрическая или вытянутая, эллипсоидная. Межхолмовые котловины заболочены или заняты мелкими озерами. Холмы сложены валунным суглинком с линзами песчано-гравийного материала.

Среди холмистоморенного рельефа расположены крупные группы камов. Камы разнообразны по слагающему их материалу, форме, генезису и своему положению в краевом комплексе. Встречаются единичные куполообразные насыпные камы, сложенные песками различной сортировки. С дистальной стороны (у оз. Валдайское) полоса холмисто-моренного рельефа окаймлена камами, сложенными грубым флювиогляциальным материалом. Среди них много термокарстовых котловин, занятых мелкими озерами. Камовые холмы округлые, диаметром 300—500 *м*. Иногда холмы и котловины располагаются четковидно. Большую площадь занимают камы в окрестностях долины р. Полометь. Они сложены преимущественно тонко-горизонтальнослоистыми алевритами с прослоями глин и расчленены в результате эрозии. Холмистый рельеф здесь, по существу, является вторичным. Эти образования правильнее считать или камовыми террасами (рис. 1*а*), причлененными с проксимальной стороны к гряде холмисто-моренного рельефа, или эрозионным рельефом, возникшим за счет расчленения озерных террас спущенного позднеледникового водоема (рис. 1*б*).

Озы на этой территории встречаются довольно редко, они небольшие по протяженности и не имеют закономерностей ориентировки.

Отличительной особенностью крестецкого краевого комплекса является то, что с дистальной стороны он ограничен четко выраженной в современном рельефе крупной маргинальной ложбиной стока, выполненной флювиогляциальными отложениями. Она прослеживается от южного побережья оз. Валдайское до северного побережья оз. Велье и занята в настоящее время долинными зандрами, маргинальными озами, дельтами ледниковых потоков, иногда песчаными холмами типа камов, мелкими реликтовыми озерами, торфяниками.

Стратиграфическое положение крестецкого комплекса краевых образований определяется подстилающими и перекрывающими водными от-

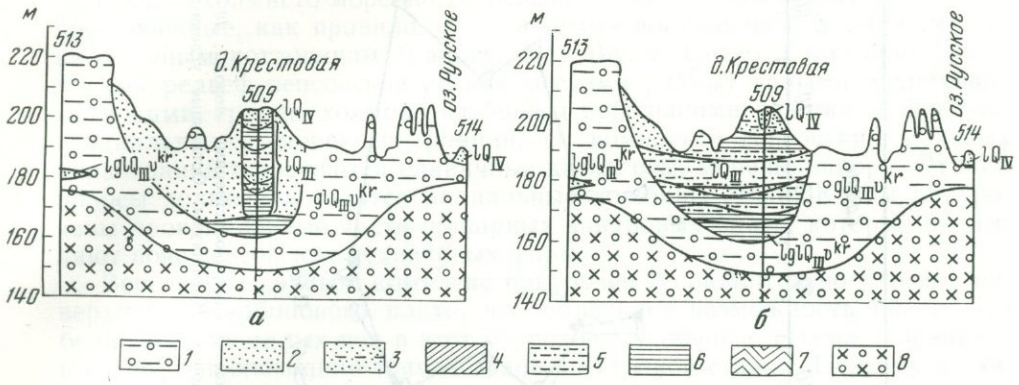


Рис. 1. Геологический разрез краевых образований крестецкой стадии у дер. Крестовая

Два возможных варианта трактовки: *а* — термокарстовая воронка среди камов, выполненная озерными позднеледниковыми отложениями; *б* — терраса позднеледникового водоема, расчлененная эрозией.

1 — глина валунная; *2* — пески мелкозернистые; *3* — пески глинистые; *4* — супеси; *5* — глины песчано-алевритовые; *6* — глины пластичные и ленточные; *7* — почвенно-растительный слой; *8* — нерасчлененные дочетвертичные отложения.

$gl Q_{II}^{vp}$ — морена вепсовской стадии; $l Q_{III}^{ms}$ — озерные отложения мстинского интерстадиала; gl_{II}^{kr} — морена крестецкой стадии; $lgl Q_{III}^{kr}$ — озерно-ледниковые отложения крестецкой стадии; $l Q_{III}$ — позднеледниковые озерные отложения; $l Q_{IV}$ — современные озерные отложения

ложениями, возраст которых установлен по данным палинологического анализа. Крестецкая морена в этом районе подстилается озерными осадками мстинского интерстадиала, вскрытыми скважинами под краевыми образованиями, а в пределах маргинальной ложбины стока — под флювиогляциальными отложениями той же стадии. К юго-востоку от полосы крестецких краевых образований, в районе оз. Ситно (в 12 *км* к восток-юго-востоку от г. Валдай), позднеледниковые озерные отложения, по своей палинологической характеристике не отличающиеся от мстинских, вскрыты в скв. 518 под более молодыми озерными отложениями (рис. 2) и уже не покрыты водно-ледниковыми отложениями. На крестецкой морене залегают позднеледниковые озерные отложения, охарактеризованные палинологически по скв. 509, пробуренной у дер. Крестовая, на правом берегу р. Полометь в 15 *км* к юго-западу от Валдая (материалы Т. А. Казарцевой, Д. Б. Малаховского и др., 1967 г.).

Краевые образования вепсовской стадии протягиваются юго-восточнее крестецких от озер Ситно и Стреглино к северному побережью оз. Велье, а затем вдоль западного побережья озер Велье и Селигер.

Пояс вепсовских стадиальных краевых образований, ориентированный в целом с северо-востока на юго-запад, изгибается двумя дугами, обращенными выпуклостью на юго-восток. Одна из них подчеркивается формой оз. Селигер, другая расположена севернее; соединяются они в районе оз. Велье. Ширина вепсовского краевого комплекса в описываемом районе колеблется от 10 до 20 *км*. Представлен он преимущественно холмисто-моренным рельефом. Здесь сочетаются холмы различной величины и ориентировки, разделенные понижениями неправильной формы и пологими ложбинами. Преобладает мелко- и среднехолмистый рельеф с относительными превышениями от 5 до 20 *м*. Местами высота холмов достигает 40 *м*. Форма холмов такая же, как и в пределах крестецкого краевого комплекса. Ориентировка холмов различна, в северной части намечается общее северо-западное направление удлиненных холмов.

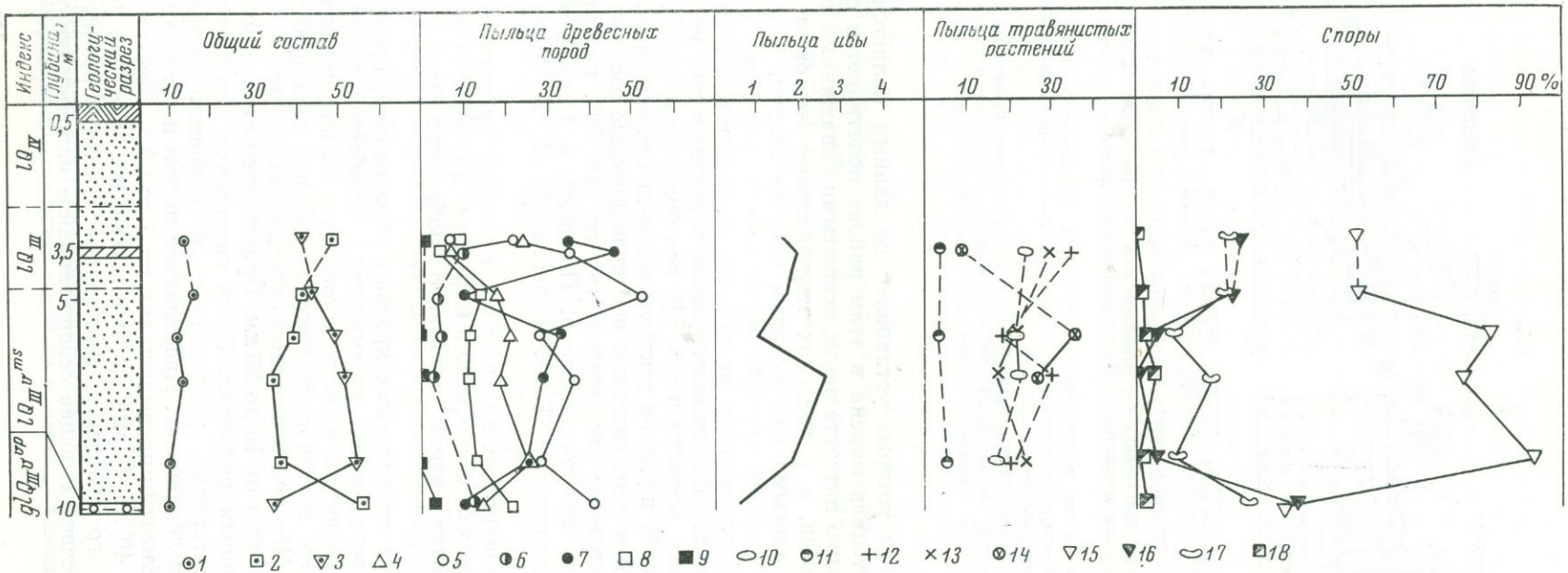


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений, вскрытых скв. 518. Палинолог Е. А. Спиридонова

1 — пыльца древесных пород; *2* — пыльца трав; *3* — споры; *4* — ель; *5* — береза кустарниковая и карликовая; *7* — сосна; *8* — ольха; *9* — широколиственные породы; *10* — осоковые; *11* — злаковые; *12* — полыни; *13* — маревые; *14* — разнотравье; *15* — зеленые мхи; *16* — сфагновые мхи; *17* — кочедыжниковые; *18* — плауны. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

Среди холмисто-моренного рельефа встречаются крупные камы, приуроченные, как правило, к «линейным» понижениям: ложбинам стока, озерным котловинам (районы озер Велье, Ситно, Стреглино). Холмистый рельеф вепсовской стадии местами размыт талыми ледниковыми водами, группы холмов разобщены небольшими участками флювиогляциальных и моренных равнин. В комплексе вепсовских краевых образований встречаются единичные камы, озы, морены напора. От этой полосы холмов расходятся радиальные ложбины стока. К ним приурочены проксимальные части обширных зандровых полей, которые окаймляют пояс вепсовских ледниковых форм.

Вепсовский краевой комплекс приурочен к сравнительно плоской поверхности Карбонового плато, что объясняет возможность более свободного стока талых вод в этот период по сравнению с теми условиями, в которых происходило таяние льдов крестецкой стадии. Поэтому и зандры вепсовской стадии хорошо выражены. Вепсовскими талыми водами в значительной мере размыты, а флювиогляциальными отложениями погребены более древние стадиальные бологовские краевые образования. Несмотря на четкую выраженность в рельефе, стратиграфическое обоснование этого краевого комплекса по сравнению с крестецким в данном районе менее веское. Вепсовские отложения подстилаются озерными отложениями, отнесение которых к соминским вполне возможно, однако полных палинологически охарактеризованных разрезов для этого интервала в рассматриваемом районе пока еще не выявлено.

Краевые образования едровской стадии отделяются от вепсовских донными моренными равнинами, перигляциальными озерно-ледниковыми равнинами и зандрами. Холмисто-моренный рельеф этой стадии занимает небольшие площади восточнее и севернее пос. Едрово, к северу и югу от оз. Шлино и в районе оз. Серемо. Здесь распространены крупные холмы, часто вытянутые в меридиональном или близком к нему направлении, высота их 20—40 *м*, а также округлые холмы высотой до 15 *м*. Вершины холмов четко очерчены, а основания плавно сливаются с окружающими равнинными участками. Холмы сложены часто локальной карбонатной щебнистой мореной с большой примесью грубого песка. Среди крупнообломочного материала преобладают известняки и доломиты. Мелкие озера спущены, озерные котловины заторфованы и освоены эрозионной сетью. Изредка среди едровских краевых образований встречаются моренные гряды (район пос. Едрово). Камы, как правило, приурочены к верховьям ложбин стока, окаймляют полосу холмисто-моренного рельефа с дистальной стороны, на склонах имеют следы размыва, а у основания часто погребены флювиогляциальными отложениями.

Озы едровской стадии выступают среди вепсовских зандров, имеют четкую радиальную и маргинальную ориентировку и образуют цепи, протягивающиеся на несколько километров (озы у оз. Стреглино). Среди краевых образований этой стадии сохранились крупные озера округлой формы: Шлино, Серемо и др.

С дистальной стороны едровская краевая зона окаймлена маргинальной ложбиной стока, к которой примыкают радиальные ложбины. В настоящее время эта система освоена долиной р. Березайка и ее притоками. Радиальные ложбины стока, расходящиеся от едровских краевых образований и занятые в настоящее время крупными вытянутыми озерами (Граничное, Едровское и др.) и мелкими речками (Шлина, Шлинка и др.), характерны для всего района. С дистальной же стороны к едровской краевой зоне примыкают сильно заболоченные с поверхности озерно-ледниковые террасы. Они были сформированы приледниковыми озерами, подпруженными с востока краевыми образованиями максимальной (бологовской) стадий (район между станциями Урна и Бологое).

Озерные отложения березайского интерстадиала, подстилающие комплекс едровских ледниковых образований, на рассматриваемой территории распространены ограниченно. Они вскрыты буровыми скважинами преимущественно в депрессиях поверхности палеозойских пород. Наиболее полный разрез, отражающий по палинологическим данным весь ритм климатических изменений в период потепления между едровской и максимальной стадией валдайского оледенения, встречен в скв. 509.

Холмистый ледниковый рельеф бологовской стадии выположен, размыт и расчленен эрозией еще более интенсивно, чем едровской. Наиболее свежую форму сохранили лишь конечноморенные гряды, расположенные к юго-западу от ст. Бологое в районе деревень Городок и Лопата, пос. Куженкино. Они сложены мореной с большой примесью гравийно-галечного материала, имеют высоту 20—40 *м*, крутизну склонов до 20—30°, вершины уплощенной или гребневидной формы, ориентированы с юго-запада на северо-восток. Холмисто-моренный рельеф бологовской стадии занимает междуречья Шлины, Граничной и Цны. Холмы имеют плавные пологие очертания, уплощенные склоны сливаются у оснований. Относительные превышения холмов составляют от 3 до 15 *м*. Сложены они валунной глиной, часто прикрытой с поверхности разнозернистыми песками небольшой (до 1,5—2 *м*) мощности. Озы и камы встречаются довольно редко. Озера в котловинах между холмами, как правило, не сохранились.

Четко выраженная в рельефе маргинальная ложбина стока, заполненная флювиогляциальными отложениями, подчеркивает границу максимального распространения валдайского оледенения к югу и северо-востоку от ст. Фирово (р. Граничная). Узкие долинные озера (Граничное, Березайское и др.) наряду с небольшими округлыми реликтовыми озерами характерны для водораздельных равнин (донных моренных, озерно-ледниковых и зандровых) в пределах полосы рельефа, сформированного в бологовскую стадию.

В северо-восточной части района и далее к востоку от него, севернее Вышневолоцкой впадины, а также в окрестностях ст. Бологое холмистые образования бологовской и едровской стадий сливаются. Возможно, бологовские образования на этом участке были перекрыты более поздними, едровскими. Здесь распространен холмисто-озерный ландшафт. Холмы выступают среди озерно-ледниковых и зандровых равнин и разобщены на отдельные возвышенности, подножия их погребены более поздними водно-ледниковыми отложениями.

Другой облик имеет рельеф в области московского оледенения, к юго-востоку от ст. Фирово. Здесь развиты террасированные абрадированные моренные равнины. Они выработаны как на месте донных моренных равнин, так и на проксимальном склоне гряды краевых образований московского оледенения. Среди этих моренных равнин изолированными пятнами встречаются участки холмисто-моренного и камового рельефа. Широкие эрозионные долины, сглаженность форм холмистого рельефа, большая мощность почвенного покрова (до 2,5 *м*) с четко выраженными почвенными горизонтами [1] — все это наряду с другими признаками свидетельствует о большей древности ледникового рельефа этого района по сравнению с валдайским.

Граница двух оледенений на данной территории не только хорошо выражена геоморфологически, но и стратиграфически обоснована. Она подтверждается разрезом микулинских межледниковых отложений на р. Граничная, изученным Н. Я. Кацем (1956); в последнее время автором получены материалы, дополняющие данные Н. Я. Каца. В обнаже-

[1] Мощность подзола достигает иногда 60—70 *см*; он используется в качестве стекольного сырья.

нии на р. Граничная у дер. Новое Козьяново, расположенной в 1 *км* ниже разреза, исследованного Н. Я. Кацем, с высоты 4 м от уреза воды вскрыты:

		Мощность, *м*
	1. Дерново-почвенный слой	1,25
$fglQ_{\text{III}\,v}$	2. Песок разнозернистый, с гравием и галькой, несортированный, глинистый, желтовато-коричневый	0,75
$glQ_{\text{III}\,v(?)}$	3. Галечник, сцементированный глинистым цементом коричневого цвета. Галька и валуны сиенитов и кристаллических сланцев сильно выветрены. Галька гранита, гнейса, известняка угловато-окатанная, невыветрелая (морена)	0,30
$al,\ l,\ pQ_{\text{III}mk}$	4. Глина серая, песчаная, плотная, в верхней части с галькой и горизонтально залегающими стеблями водных растений, с включениями угля и обугленными следами корневой системы	от 0 до 0,25
	5. Торф плотный, глинистый, коричневато-черный, хорошо разложившийся, с включениями кусочков древесины и единичной гальки, с гнездами гумусированного глинистого песка, с остатками стеблей водных растений	от 0,25 до 0,40
	6. Песок среднезернистый, серый, с прослойками черного перемытого торфа, с включениями гальки и хорошо окатанных зерен гравия	0,20
$lQ_{\text{II}ms}^{ks}$	7. Глина песчаная, голубовато-серая, с гнездами серого песка и кусочками торфа	0,20
	8. Глина голубовато-серая, плотная, пластичная, слабо песчаная, местами неясно слоистая, угловато-обломочного сложения, с жирным блеском на срезах. Уходит под урез воды	1,5

На основании результатов спорово-пыльцевого анализа, выполненного палинологом Э. С. Плешивцевой, а также литологии пород этого разреза можно выделить следующие этапы в формировании толщи водных и водно-ледниковых отложений, залегающих под маломощной мореной и флювиогляциальными песками валдайского оледенения.

Московская морена в данном обнажении не вскрыта, так как находится под урезом воды, но ниже по течению она обнажается на том же правом берегу р. Граничная и представлена плотной каменистой серой валунной глиной.

В слоях 7 и 8 выделяются спорово-пыльцевые спектры, датирующие содержание их глины касплянским межстадиалом московского ледниковья. Песок слоя 6 представляет собой русловую фацию аллювия и содержит пыльцу плохой сохранности, переотложенную из отложений времени климатического оптимума, охарактеризованного диаграммой Н. Я. Каца (1956). Торф слоя 5 соответствует заключительным этапам микулинского межледниковья (верхний максимум ели с примесью широколиственных пород, среди которых преобладает граб — зона M_7). Выше (слой 4) залегают отложения начала валдайского ледниковья.

В данном районе визуально улавливаются литологические различия морены валдайского и московского оледенений в разрезах скважин и в обнажениях не только у границы валдайских и московских форм ледникового рельефа, но и в зоне развития крестецких стадиальных образований. Для долины р. Полометь это различие отмечалось ранее при описании разреза микулинских межледниковых отложений в северо-западной части описываемого района (Соколов, 1936; Покровская, 1936).

В позднеледниковое (для данного района послекрестецкое) и послеледниковое время первоначальный облик ледникового рельефа преобразовался за счет следующих рельефообразующих процессов.

1. Заполнение, а затем заторфовывание озерных котловин. Если к северо-западу от рассматриваемой территории (Приильменская низина,

Карельский перешеек и т. д.) в последующее время продолжалось формирование ледникового и водно-ледникового рельефа, то в районе г. Валдай, по данным спорово-пыльцевого анализа надкрестецких озерных отложний (скв. 509), климатические изменения нашли отражение в смене литологии и палинологических спектров единой позднеледниковой толщи (см. рис. 1).

На поверхности зандровых равнин в северо-восточной части района на месте реликтовых озер формировались верховые торфяники, в основании которых лежат озерные отложения аллерёда (болото Куженское у пос. Куженкино на шоссе Москва — Ленинград).

2. Эрозионное преобразование холмисто-моренного рельефа камов, камовых террас, ложбин стока (местами возник холмисто-эрозионный останцовый рельеф), формирование гидрографической сети. Характерна приуроченность долин к первичным отрицательным формам рельефа ледникового и водно-ледникового происхождения.

3. Перевевание поверхности зандровых и озерно-ледниковых песчаных равнин в период отсутствия сомкнутого растительного покрова. На правобережье Березайки и к юго-востоку от оз. Селигер имеются дюны и бугристые пески, в настоящее время закрепленные лесом.

4. Карст. Четвертичные отложения на данной площади почти везде постилаются известняками. Там, где мощность четвертичного покрова невелика и в составе слагающих его пород преобладают пески, в современном рельефе выражены свежие, открытые карстовые воронки, западины, блюдца. Они распространены на правобережье Валдайки, на междуречье Шлины, Граничной и Цны.

В заключение следует отметить, что центральная часть Валдайской возвышенности является эталонным районом по четкости как рельефа, так и стратиграфических взаимоотношений стадиальных краевых образований, составляющих основную краевую зону валдайского оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

Вопросы старатиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Гостоптехиздат, 1962.

Н. Я. Кац. О Dulichium spathaceum Pers. и других термофильных видах последней межледниковой эпохи.— Бот. ж., 1956, т. 41, № 10.

Покровская И. М. Флора межледниковых отложений р. Пометени.— Бюлл. МОИП, 1936, т. XIV (3).

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Соколов Н. Н. Условия залегания и возраст межледниковых отложений р. Пометь.— Бюлл. МОИП, отдел геол., 1936, т. XIV, вып. 1.

Соколов Н. Н. О положении границ оледенения в Европейской части СССР.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, т. 37. Проблемы палеогеографии четвертичного периода.

ОСОБЕННОСТИ ДЕГРАДАЦИИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА МЕЖДУРЕЧЬЕ ЛОВАТИ, ВЕЛИКОЙ И ПЛЮСЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЖЛОПАСТНЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ

И. П. БАКАНОВА, Д. Б. МАЛАХОВСКИЙ

За последние годы в литературе, посвященной маргинальным формам рельефа, описываются межлопастные аккумулятивные образования различного масштаба, называемые разными авторами «моренными массивами», «холмистыми массивами», «моренными ядрами», «межлопастными» (или «островными») возвышенностями.

Настоящая статья посвящена последним из них, а также специфике дегляциации своеобразной обширной области проксимальной зоны последнего оледенения. Эта область, где холмистый аккумулятивный ледниковый рельеф не образует, как правило, привычных маргинальных поясов, а концентрируется в обособленные возвышенности, имеющие в плане изометрическую, реже неправильную форму. Представляется целесообразным рассматривать рельеф области в целом как комплекс холмистых островных массивов (Лужский, Судомский, Бежаницкий, Невельско-Городокский, Латгальский, Южно-Видземский, Хаанья и Отепя) и располагающихся между ними озерно-ледниковых (реже моренных) равнин с цепочками гряд. Указанная область разделяет две обширные низины — Волховско-Ловатскую и Рижско-Даугавскую.

За последнее время рельеф и четвертичные отложения указанных возвышенностей были изучены К. Ф. Каяком (Отепя и Хаанья), И. Г. Вейнбергсом и М. Я. Крукле (Латгальская), С. С. Шульцем, Б. Н. Можаевым и др. (Судомская), Н. С. Чеботаревой (Невельско-Городокская), а также авторами настоящей статьи (Лужская и Бежаницкая).

Перечисленные возвышенности образуют две цепи субмеридиональной ориентировки, располагающиеся в дистальном направлении от крупных повышений доледникового рельефа — возвышенностей Ижорской и Пандивере.

Ниже будет рассмотрена восточная часть области, в пределах которой находятся Лужская, Судомская, Бежаницкая и Невельско-Городокская возвышенности и разделяющие их низины. Судя по литературным данным, особенности рельефа, свойственные восточной части области, характерны и для ее западной части.

Возвышенности приподняты над окружающими низинами на 150—200 *м*. Мощность четвертичных отложений здесь значительна и, как правило, больше, чем в пределах обычных маргинальных образований. Широко распространены здесь формы ледникового рельефа, связаные с пассивным и мертвым льдом,— камы, «звонцы», холмисто-моренный рельеф, а также расположенные между ними внутренние озерно-ледниковые равнины и зандры, которые образуют полосы, вытянутые в субмеридиональном направлении. Это же направление имеют и некоторое отдельные формы рельефа. Озы, а также моренные гряды, не характерны.

Кроме форм рельефа, свойственных обычным маргинальным образованиям, здесь среди полого-холмистого моренного рельефа с колебанием относительных высот 5—7 *м* встречаются своеобразные крупные обособленные конусообразные холмы, имеющие относительные высоты до 40—50 *м*, сложенные, как правило, мелкозернистым песком с гравием и галькой. Для них В. Я. Филиппович предложила название «шишаки». Здесь же распространены и блюдцеобразные замкнутые впадины, занимающие площадь 1—3 *км*^{2}, выполненные озерно-ледниковыми и

озерными отложениями и окруженные моренными холмами; при этом последние иногда образуют подобие кольцеобразного вала.

Нередко наблюдаются различия в характере склонов возвышенностей. «Внутренние» склоны, т. е. склоны, обращенные к центру указанной области, представляют собой сочетание холмистого рельефа, не несущего следов размыва (главным образом камы и камовые террасы), с озерно-ледниковыми террасами, развитыми на тех же отметках, что и участки холмистого рельефа. «Внешние» склоны выражены в виде обычных террасированных абразионных скатов.

Низины, разделяющие возвышенности, представляют собой, как правило, аккумулятивные озерно-ледниковые террасированные равнины, среди которых также развиты участки камового и холмисто-моренного рельефа свежего облика (между Бежаницкой и Судомской возвышенностями и в других местах). Они отсутствуют лишь в пределах самой низкой террасы, имеющей абсолютные отметки 36—38 *м*. На равнинах распространены также линейные формы рельефа, образующие цепочки, ориентированые, как правило, вдоль склонов близлежащих возвышенностей.

Наиболее детально авторами был изучен район Лужской возвышенности, являющийся достаточно типичным для данной области. Лужская возвышенность хорошо выражена как в современном, так и в дочетвертичном рельефе, причем характерно совпадение их орографического плана.

Максимальные абсолютные отметки доледниковой возвышенности составляют около 110—115 *м* (относительное ее превышение порядка 60—70 *м*). На северо-западе вдоль ее подножия проходит древняя долина р. Плюсы, у пос. Ляды днище ее имеет абсолютную отметку — 70 *м*. Долина частично выражена в современном рельефе и на значительном участке от устья р. Люты до дер. Тупицыно не совпадает с долиной современной р. Плюсы. В центральной части возвышенности бурением обнаружен тектонический вал субширотного направления, проходящий по линии деревень Соседно — Деева Гора — Щир. По данным А. И. Шмаенка, вал имеет длину свыше 30 *км* при ширине около 14 *км*. Он прослежен в псковских, снетогорских и швентойских слоях верхнего девона, причем в результате денудации в шарнире складки размыты псковские и снетогорские карбонатные слои и под четвертичной толщей залегают швентойские песчано-глинистые осадки. В этом отношении Лужская возвышенность напоминает возвышенность Хаанья, под которой также находится размытый купол — так называемое Локновское поднятие.

В современном рельефе Лужская возвышенность имеет изометрическую форму, ее поперечник составляет около 50—60 *км*, подножие находится на абсолютных отметках около 75—80 *м*, максимальные высоты 170—180 *м*, высшая точка — г. Кочебуж — 205 *м*. Линейным понижением субмеридиональной ориентировки, к которому приурочена долина р. Люты, возвышенность почти полностью разделена на две части.

В пределах возвышенности выражена субмеридиональная полосчатость рельефа: в центральной части протягивается зона контрастного холмисто-моренного рельефа со «звонцами», «шишаками», флювиогляциальными платообразными грядами и крупными замкнутыми котловинами. Аналогичные полосы располагаются к западу и востоку от центральной, будучи отделены от нее внутренними озерно-ледниковыми равнинами высоких уровней (абс. отметки 73—75 *м*). В пределах восточной полосы также преобладает холмисто-моренный рельеф, сочетающийся со «звонцами»; западная полоса состоит главным образом из камов и «шишаков»; здесь развиты также гряды озерно-ледникового происхождения.

Формы мертвого льда располагаются в основном на западе. Весьма своеобразны ложбины, состоящие из цепочек бессточных котловин, до-

стигающие длины 12—15 *км*. На северо-западном склоне возвышенности значительные площади заняты сложно расчлененными камовыми террасами, по склонам которых развиты камы, видимо образовавшиеся позже и причлененные к последним. Здесь же широко развиты следы термокарстово-нивально-эрозионного расчленения склонов — всевозможные ниши, замкнутые и полузамкнутые котловины и другие формы рельефа, связанные с мертвым льдом. Интересно, что бóльшая часть их выработана главным образом в морене, реже в тонких супесях, содержащих в незначительном количестве обломочный материал.

На запад обращены и сравнительно прямолинейные склоны ледникового контакта значительной протяженности, имеющие характер скатов, отделяющих два уровня камов, а также участок моренного плато от причлененного к нему холмисто-моренного рельефа, располагающегося на более низких абсолютных отметках.

На северо-восточном склоне возвышенности, в районе пос. Струги Красные, в рельефе хорошо выражена гряда, протягивающаяся от Щирского озера в юго-восточном направлении на расстояние около 10 *км*. Ее ширина составляет 0,5—1 *км*, высота 25—30 *м*; на юго-западе она переходит в мелкохолмистый моренный рельеф, на востоке выполаживается и сливается с камами. Морфологически она напоминает крупный оз, имеет уплощенный гребень, расчленена линейными бессточными «ладьеобразными» понижениями, ориентированными параллельно ее склонам. Некоторые из них заняты вытянутыми озерами, уровень которых располагается ниже окружающей гряду низины. Гряда сложена мелкозернистыми песками значительной мощности.

По склонам возвышенности весьма широко развиты абразионные уступы. Их тыловые швы прослеживаются на абсолютных отметках от 36 до 127 *м*. Хорошо выраженные в рельефе площадки террас и уступы на западном, северном и южном склонах чередуются с участками камового рельефа.

Местность, окружающая Лужскую возвышенность, представляет собой озерно-ледниковую равнину. Следует отметить, что к югу от Псковско-Чудской котловины развиты ленточные глины, в пределах же последней осадки озерно-ледниковых бассейнов имеют песчаный состав.

Н. Н. Соколов (1955, 1961) высказал мысль о своеобразном ледораздельном характере упомянутых возвышенностей. Д. Д. Квасов (1963) обратил внимание на изломы плавных границ московского оледенения около Борисова, валдайского — в районе Резекне и его последней стадии, отмеченной грядой Сальпаусселькя,— к северо-востоку от Хельсинки, находящиеся на одной радиальной (по отношению к краю ледника) линии. Он связывает это явление с наличием двух динамических центров ледникового щита, вытянутого с юго-запада на северо-восток, граница между «сферами влияния» которых проходила в этом районе в течение длительного времени. Н. Н. Соколов (1955) и А. Б. Басаликас (1965) также говорят об образовании межлопастных возвышенностей в течение нескольких стадий или ледниковий. Действительно, возникновение таких мощных скоплений ледниковых отложений трудно объяснить аккумуляцией лишь поздних этапов деградации ледника, в поле деятельности которой они территориально расположены. Данное обстоятельство далеко не всегда учитывается исследователями при проведении границ ледниковых подвижек в этой специфической области.

Положение рассматриваемого района между двумя крупными ледниковыми потоками явилось причиной повышенной трещиноватости и аккумуляции моренного материала. Возникновение первичного цоколя каждой из островных возвышенностей, видимо, связано с геолого-геоморфологическими особенностями: наличием тектонических структур (Ижорская возвышенность и Хаанья), выступов дочетвертичной поверхности, стимулирующих ледниковую аккумуляцию как непосредственно

(Бежаницкая возвышенность), так, возможно, и опосредствованно (расположение аккумулятивных возвышенностей в дистальном направлении от Ижорской и Пандивере), а также с наличием останцов более древних четвертичных образований «в ядре» некоторых возвышенностей (Невельско-Городокская, Отепя, Хаанья, Судомская).

На определенных этапах деградации на выступах ледникового ложа происходило омертвление крупных полей льда. В пределах понижений между возвышенностями более мелкие языки, имеющие различные направления, сохраняли в течение некоторого времени подвижность. Все это нашло отражение в рельефе в виде преобладания форм мертвого льда на возвышенностях и активного льда в низинах. Об омертвлении льда на возвышенностях свидетельствует также сама их форма, близкая к изометрической или неправильная; в случае активного движения ледника они, видимо, должны были бы приобрести радиальную линейность. Вместе с тем ориентировку полос холмистого рельефа (и отдельных его форм) на возвышенностях, а также наличие двух субмердиальноориентированных цепей возвышенностей, видимо, следует рассматривать как реликт поступательного движения ледника. Увеличение площади возвышенностей происходило за счет причленения ледниковых образований с периферии, где шла интенсивная аккумуляция в результате дробления льда на контакте между движущимся и мертвым льдом. Процесс этот, вероятно, повторялся неоднократно в течение нескольких стадий, а может быть, и оледенений.

С последующим этапом дегляциации связано формирование рельефа склонов возвышенностей и окружающих их низин. В это время происходит омертвление ледниковых языков. Боковые языки, сливаясь, образовывали перешейки между возвышенностями (Соколов, 1955). После таяния на их месте возникали депрессии между возвышенностями. На склонах последних и в депрессиях на одних и тех же абсолютных отметках широко развиты формы мертвого льда (обычно камы, не несущие каких-либо следов абразии) и террасы региональных приледниковых бассейнов последних фаз деградации ледникового покрова.

Отмеченные выше различия характера склонов возвышенностей свидетельствуют о различии процессов дегляциации в пределах «срединной области» и остальной проксимальной зоны.

О существовании весьма значительных полей мертвого льда в понижениях между возвышенностями, возможно, говорит и смещение площади развития ленточных глин к югу от наиболее пониженной Псковско-Чудской котловины, заполненной в основном песчаными осадками[1]. Об этом же свидетельствует и положение максимальной границы лужской стадии, отклоняющейся в данном месте к северо-западу. Последняя в этом районе зафиксирована в рельефе в виде гряд на правобережье Плюсы и полосы контрастного камового рельефа, получившей название Липовых гор. О более молодом возрасте рельефа гряды Липовые горы по сравнению с близлежащей Лужской возвышенностью отчасти свидетельствуют и данные морфометрического анализа. Так, среди правых притоков Плюсы, протекающей между ними, отсутствуют долины четвертого порядка, в то время как левые ее притоки представляют собой долины четвертого и более высоких порядков.

Несомненно, что образование ледниковых форм рельефа области закончилось ко времени существования Балтийского ледникового озера, поскольку камовый рельеф не встречается ниже абсолютных отметок 36—38 *м*.

---

[1] Следует заметить, что аналогичная ей по морфологии, но находившаяся в иных условиях дегляциации (открытый приледниковый бассейн) Ильменская котловина выстлана ленточными глинами, имеющими максимальную для северо-запада Русской равнины мощность.

Образование межлопастных массивов, подобных вышеописанным, в пределах развития ледникового рельефа, свойственно не только описываемой области. Центральные части Карельского и Онежско-Ладожского перешейков, Курземская и Жемайтская возвышенности Прибалтики, возвышенность Авнига в Вологодской области близки по генезису к возвышенностям «срединной области». В Архангельской области ледоразделы приурочены к кряжу Ветреного пояса к п-овам Онежский и Канин.

По данным Э. И. Девятовой, на п-ове Канин и правобережье р. Цема (приток Мезени) происходил стык льдов двух центров оледенения — скандинавского и новоземельско-уральского.

Таким образом, создается впечатление, что в периферической части ледникового щита приблизительно через каждые 200—250 *км* находились местные ледоразделы. Некоторые из них обособлены (центральная возвышенность Карельского перешейка, Авнига и т. д.), другие образуют радиально расположенные пары (Курземская и Жемайтская, Олонецкая и Вепсовская) или входят в состав Главного конечноморенного пояса (Бежаницкая, Вепсовская). Нередко между ними гирляндообразно расположены маргинальные образования.

Рельеф ледораздельных возвышенностей достаточно разнообразен. Как известно, поверхность центральной возвышенности Карельского перешейка представляет собой в основном лишь слегка волнистое моренное плато.

Вообще говоря, судя по последним литературным данным, межлопастные формы значительно меньших размеров («моренные массивы» или «моренные ядра») распространены довольно широко. К подобным образованиям, возможно, следует отнести Сойкинскую и Семейскую горы, необычные для плоского рельефа Приневской низины и сложенные, по данным Э. Ю. Саммета (1961), мощной толщей морены.

За последние годы появился ряд работ, где проводятся весьма широкие корреляции краевых образований, соответствующих сравнительно небольшим подвижкам края ледника — стадиям, фазам и субфазам (Заррина и Краснов, 1967; «Последний европейский ледниковый покров», 1965; Серебряный и Раукас, 1967; «Геология четвертичных отложений северо-запада...», 1967). Уверенное проведение границ последних возможно только при сходстве условий дегляциации на огромной, достаточно разнообразной в гляциодинамическом отношении, площади. Такие корреляции пока в значительной степени формальны, так как они, как правило, не подкреплены стратиграфическими данными и не учитывают местных условий, нередко значительно изменяющих общую картину. Сказанное в значительной степени относится к «срединной области», где маргинальные образования в их обычном понимании почти отсутствуют. Не случайно, что именно здесь разногласия по поводу проведения границ ледниковых подвижек особенно значительны.

ЛИТЕРАТУРА

Басаликас А. Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии (в свете новых данных геоморфологического изучения территории Литвы).— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Вейнберг И. Морфогенезис рельефа западной Латвии во время последнего оледенения и особенности развития основных рельефообразующих процессов. (Автореф. канд. дисс.). Вильнюсский гос. ун-т, 1968.

Вейнберг И., Крукле М. О генезисе холмистых и грядовых форм ледникового рельефа на территории Латвии.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Под ред. Н. И. Апухтина и И. И. Краснова. М., «Недра», 1967.

Даниланс И. Я. Некоторые особенности дегляциации и ледникового морфогенеза на территории Латвии.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.
Каяк К. Ф. Особенности геологического строения краевых ледниковых образований в Эстонии.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.
Квасов Д. Д. Влияние оледенения на развитие гидрографической сети Русской равнины.— Труды Лабор. озероведения АН СССР, 1963, т. XV.
Саммет Э. Ю. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области.— В сб. «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.
Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах.— В кн. «Baltica», т. 3. Вильнюс, 1967.
Соколов Н. Н. Особенности рельефа северо-запада Русской равнины и их влияние на ландшафты.— В сб. «Памяти академика Л. С. Берга». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1955.
Соколов Н. Н. О стадиальных краевых образованиях.— Тезисы докл. на рабочем совещ. по изуч. краевых образований покровного ледника. Таллин, Изд-во АН Эст. ССР, 1961.
Чеботарева Н. С. Краевые образования последнего оледенения на Двинско-Днепровском междуречье.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.
Шульц С. С., Можаев Б. Н., Можаева В. Г., Рукояткин А. А., Доливо-Добровольский А. В., Палицын Н. Д., Пономарев Е. В. Судомская возвышенность. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
Яковлева С. В. Условия распространения молодых оледенений на примере ледниковых потоков Чудского и Ладжского озер.— В сб. «Верхний плейстоцен». М., «Наука», 1966.

ОКСКОЕ МАТЕРИКОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ НА ЗАПАДЕ УКРАИНЫ И ЕГО КРАЕВЫЕ ФОРМЫ

К. И. ГЕРЕНЧУК, Н. С. ДЕМЕДЮК, М. В. ЗДЕНЮК

Материковое оледенение на западе Украины бесспорно, однако количество оледенений и их возраст являются дискуссионными до настоящего времени. Польские палеогеографы (В. Шафер, М. Климашевский и др.) считают возраст материкового оледенения, достигавшего Карпат, краковским, т. е. миндельским, а советские исследователи — днепровским, т. е. рисским. Серьезные расхождения существуют в вопросе о границе оледенения, сопровождающих ее формах рельефа и отложениях. Авторы настоящего сообщения на протяжении ряда лет, начиная с 1959 г., занимались изучением ледниковых отложений запада Украины и получили результаты, которые излагаются ниже.

Исследованная территория не однородна ни в орографическом, ни в структурном отношении. Она представляет собой равнину — низменную на севере — Волынское Полесье и возвышенную на юге (южнее линии Владимир-Волынский — Луцк) — Волынская лёссовая равнина. Последняя рассекается меридиональными отрезками долин Западного Буга и Стыри на отдельные участки: Забугский к западу от р. Буг и Сокальский — к востоку от нее (рис. 1).

Южнее широтных притоков Западного Буга (реки Солокия и Белосток) Волынская лёссовая возвышенность вновь сменяется низменной заболоченной и лесистой равниной — Малым или Львовским Полесьем, часть которого называют Ратинской аккумулятивной равниной. Эта равнина почти сплошь покрыта песками, на поверхности которых часто встречаются параболические дюны. Еще южнее, примерно по линии городов Рава-Русская — Львов, над Ратинской аккумулятивной равниной

резким и очень извилистым уступом поднимается возвышенность Росточье, представляющая собой узкую (шириной 25—30 *км*), но высокую холмисто-грядовую водораздельную возвышенность, разделенную поперечными сквозными долинами на несколько массивов. Важнейшими из этих долин являются: Белогорско-Мальчицкая (отделяет Росточье от Львовского плато), Грибовичи-Брюховичская, Крехов-Иванов-Франковская, Магеровская и Нестеровская. Именно эти долины служили путями проникновения ледника и его талых вод в сторону Предкарпатья.

Южнее Росточья расположена Присанская котловина, восточная часть которой в пределах СССР дренируется притоками р. Сан — Вишней и Шкло. Эта котловина почти сплошь покрыта песками. Над Присанской котловиной четким 40—60-метровым уступом поднимается Санско-Днестровская водораздельная возвышенность, по южной окраине которой проходит отрезок Главного Европейского водораздела, представленного здесь цепью высоких (до 360 *м*) лесистых гряд, разделенных широкими понижениями. Санско-Днестровская водораздельная возвышенность отличается сложным орографическим строением, характерной чертой которого являются широкие гряды, разделенные почти меридиональными долинами, направленными в сторону Присанской котловины.

Последним орографическим элементом описываемой территории являются очень широкие террасированные долины притоков Днестра рек Стрвяж и Боложевка, которые отличаются почти широтным простиранием и отделяют Санско-Днестровскую возвышенность от Карпат.

Многолетними исследованиями польских и советских геологов и географов на западе Украины установлены следующие генетические типы ледниковых отложений.

1. Кристаллические валуны северных пород (различные граниты, сиениты и т. п.) диаметром от нескольких сантиметров до 2,5—3,0 *м* (рис. 2). Они встречаются спорадически и чаще всего на склонах и днищах речных долин. Лишь вблизи Главного Европейского водораздела валуны образуют значительные скопления, входя в состав галечниковых отложений, напоминающих камовые террасы; встречаются валуны и южнее Главного водораздела, на террасах Стрвяжа и Боложевки.

2. Морена встречается только спорадически в виде гнезд небольшой мощности в углублениях коренной (меловой) поверхности. В пределах Волынского Полесья и Волынской возвышенности она преимущественно бурого цвета и представляет собой суглинок, содержащий 1—2% грубообломочных включений: валуны, гравий, галечник разнообразного петрографического состава, пе-

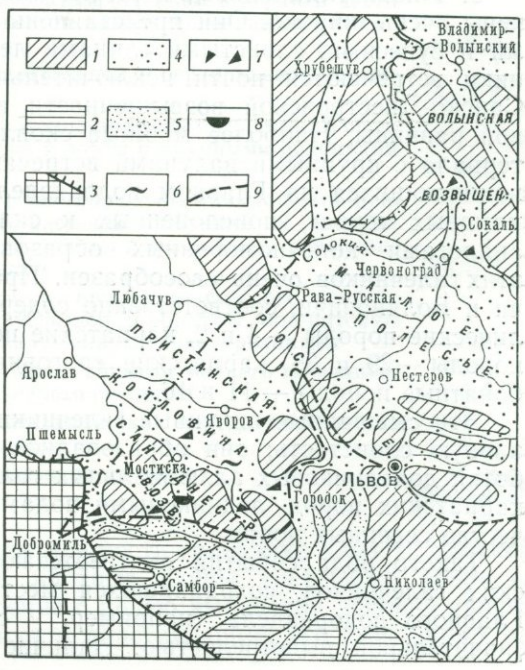


Рис. 1. Схематическая карта оледенения

1 — безморенные лёссовые области; *2* — предкарпатские террасы; *3* — Карпаты и их край; *4* — флювиогляциальные пески и перемытые морены; *5* — аллювиальные отложения; *6* — гляциодислокации; *7* — крупные кристаллические валуны; *8* — погребенные торфяники; *9* — Главный Европейский водораздел

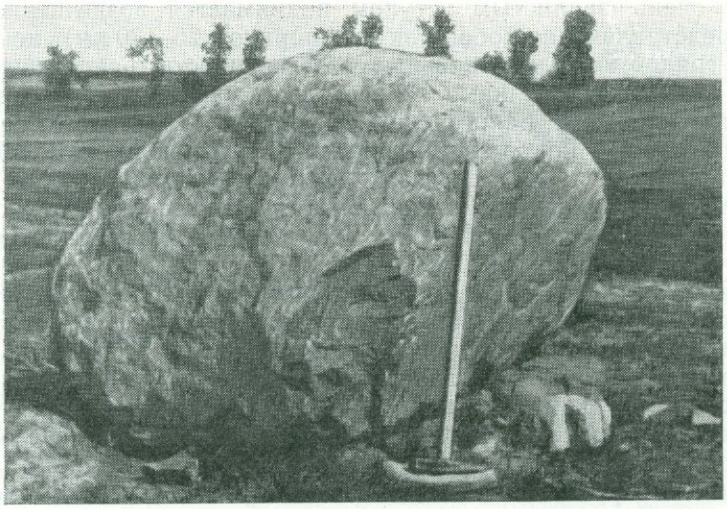


Рис. 2. Гранитный валун около с. Рогизна

сок и т. д., но с преобладанием гранитов, гнейсов, кварцитов северного происхождения и с примесью черных кремней местного происхождения. Мореноподобные отложения встречатся также и в Присанской котловине и Санско-Днестровской возвышенности. Они представлены голубовато-серыми валунными суглинками, нередко слоистыми. Эти отложения можно считать перемытой мореной, поскольку они встречаются только в верхних частях склонов речных долин и связаны отчетливыми переходами со слоистыми песками. На междуречных увалах Санско-Днестровской возвышенности, увалах Росточья и грядах Волынской возвышенности ни морена, ни мореноподобные суглинки нигде не обнаружены, что позволяет сделать вывод, что ледник преодолевал эти возвышенности по доледниковым речным долинам.

3. Флювиогляциальные и озерно-гляциальные отложения распространены очень широко. Они представлены валунными галечниками, песками и супесями, слоистыми глинами ленточного типа. Валунные галечники встречаются почти исключительно в Предкарпатье, в пределах Санско-Днестровской возвышенности и Стрвяж-Боложевской террасовой равнины. Наиболее мощные скопления валунно-галечникового материала с крупными валунами встречаются в верховьях речных долин, начинающихся на Главном водоразделе. Эти скопления имеют форму камовых террас, прислоненных к склонам водораздела, и являются аналогами конечноморенных образований. Петрографический состав этих галечников очень своеобразен. Пробы, отобранные у сел Крукеничи и Боляновичи, соответственно содержали (в %): северные кристаллические породы — 4 и 2, карпатские песчаники — 52 и 42, кварцитовые породы —29 и 36, карпатские «роговики» — 4 и 4, алевролиты и карбонатные породы — 11 и 16.

Эти смешанные валунные галечники имеют типичную флювиогляциальную слоистость; они образовались, очевидно, в результате переработки доледниковых аллювиальных галечников, состоявших целиком из карпатских пород, ледниковыми водами, принесшими небольшое количество северных пород.

Такого рода события подтверждаются наличием «чистых» карпатских галечников, сохранившихся местами на самых высоких точках Главного водораздела (например, у с. Радохинцы) и отличающихся значительной выветрелостью. Наличие таких галечников — убедитель-

ное свидетельство того, что материковый ледник не переходил через Главный водораздел, так как в противном случае они были бы также переработаны.

Флювиогляциальные пески и супеси очень широко распространены в пределах Малого Полесья и Присанской котловины, а также в сквозных долинах, рассекающих Росточье, и в долинах стока ледниковых вод, таких, как Верещица, Ставчанка и др. Это чаще всего косослоистые пески с включением северных и местных пород.

Озерно-гляциальные пески и суглинки отличаются горизонтальной слоистостью нередко ленточного типа (например, в карьере г. Судовая Вишня). Мощность их колеблется от 1 до 10 *м*. Встречаются также озерные отложения предледникового типа без включений северных пород, однако с остатками дриасовой флоры (Szafer, 1912, 1931, 1953).

Широко распространены также лёссовидные суглинки водно-ледникового типа. Обычно они венчают озерно-ледниковые супеси и торфяники и отличаются горизонтальной слоистостью, особенно заметной в нижней части разреза на переходах в пески, супеси, торфяники.

4. Гляциодислокации установлены в нескольких пунктах Присанской котловины. В карьерах г. Яворов и с. Рогизна отчетливо видны смятые темно-серые третичные глины, отличающиеся обычно выдержанной горизонтальной слоистостью. Мощность смятой толщи достигает 7 *м*, которая перекрывается перемытой моренной супесью мощностью до 0,5 *м*, выше которой залегают флювиогляциальные пески.

Возраст оледенения на западе Украины в пределах Львовской области доказывается разрезом у с. Крукеничи (в 80 *км* к юго-западу от Львова). Здесь в непосредственной близости от Главного водораздела в верховьях р. Сечни находится карьер со следующим разрезом (сверху вниз (рис. 3):

	Мощность, *м*
1. Почва серая, оподзоленная	0,6
2. Суглинок желтовато-бурый, бескарбонатный, со слоистостью делювиального типа	2,0
3. Суглинок серый с сизоватым оттенком, бескарбонатный	0,8
4. Суглинок темно-коричневый, гумусированный, с довольно четкими верхним и нижним контактами	до 1,2
5. Суглинок соломенно-желтый с сизоватым оттенком в верхней части и сизоватый, с горизонтальными ожелезненными полосками в нижней части	до 2,0
6. Суглинок плотный, сизый, с горизонтальной и вертикальной трещиноватостью	до 2,0
7. Суглинок грязно-зеленый, с примесью крупнозернистого песка. В средней части наблюдаются линзы песка и торфа с крупными обломками древесины	0,7
8. Торф темно-коричневый, плотный, с многочисленными остатками древесины, шишек, хвои и болотных растений. Верхний и нижний контакты четкие с отдельными углублениями и трещинами, заполненными песчано-глинистым материалом	до 2,2
9. Суглинок грязно-зеленый, вязкий, с прослоями светлого мелкого песка. Нижний контакт сильно ожелезнен и образует лимонитовую корку коричневато-белого цвета, нарушенную криотурбациями	2,2
10. Песок мелкозернистый, косослоистый, с линзами мелкого галечника, а в верхней части с линзами темно-серого суглинка	2,5
11. Крупный галечник с валунами кристаллических пород, включенных в материал карпатского происхождения	0,8
12. Галечник мелкий, косослоистый, смешанного типа	5—6 (видимая)

По данным бурения, истинная мощность галечника слоя 12 достигает 15 *м*; ниже вскрыты серые плотные глины третичного возраста.

Нами было предпринято бурение с целью выяснения условий залегания и распространения торфяника и подстилающих его смешанных ва-

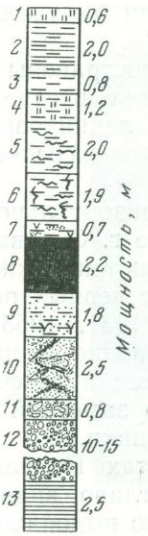


Рис. 3. Колонка четвертичных отложений разреза в **с. Крукеничи**
Объяснение см. в тексте

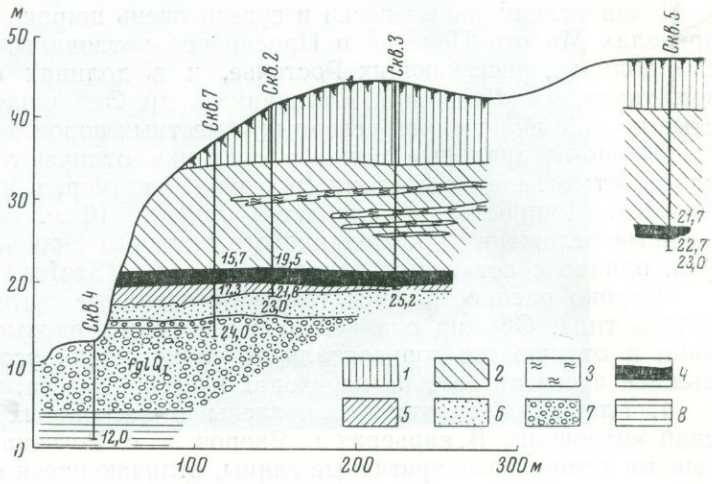


Рис. 4. Геологический разрез «камовой террасы» в с. Крукеничи
1 — лёссовидные суглинки; *2* — голубовато-серые суглинки; *3* — коричневые гумусированные суглинки; *4* — торф; *5* — зеленовато-серые суглинки; *6* — песок; *7* — галечник; *8* — коренные глины

лунных галечников. Пять скважин общей длиной свыше 110 *м* позволили выяснить, что торфяник и подстилающие его галечники распространяются больше чем на 300 *м* в сторону водораздела (рис. 4). Подобное строение, по-видимому, имеет все циркообразное верховье Сечни и других рек, начинающихся в области Главного водораздела.

Спорово-пыльцевые анализы Крукеничского торфяника производились нами неоднократно [1] и дали очень убедительную картину миндельрисского (лихвинского) межледниковья. Наличие пыльцы таких реликтовых теплолюбивых видов, как Juglans, Castanea, Tsuga, Pterocarya, Mogaceae, Carya, не оставляет сомнений относительно нижнеплейстоценового возраста валунных галечников, подстилающих торфяник.

Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 5) рисует закономерную картину изменения физико-географических условий в окрестностях торфяника от сосновых лесов с примесью широколиственных пород (дуб, вяз, липа, и др.) и третичных реликтов (каштан, лапина, тутовник и др.) через сосново-березовые и еловые леса с возрастанием роли широколиственных пород и снижением удельного веса третичных форм. Завершается образование торфяника новым похолоданием, которое привело к возрастанию роли сосны и пихты, снижению удельного веса широколиственных пород и почти полному исчезновению реликтов. Аналогичные результаты спорово-пыльцевого анализа этого торфяника получены группой палеогеографов Института геологических наук АН УССР. Таким образом, установлено совершенно однозначно, что древнейшее материковое оледенение на западе УССР имело миндельский (окский) возраст, а не рисский (днепровский), как до сих пор показывают на картах четвертичных отложений СССР. Только в области Припятского Полесья, где установлено наличие двух, правда сильно перемытых, морен можно допустить рисское оледенение.

[1] Анализы М. В. Зденюка.

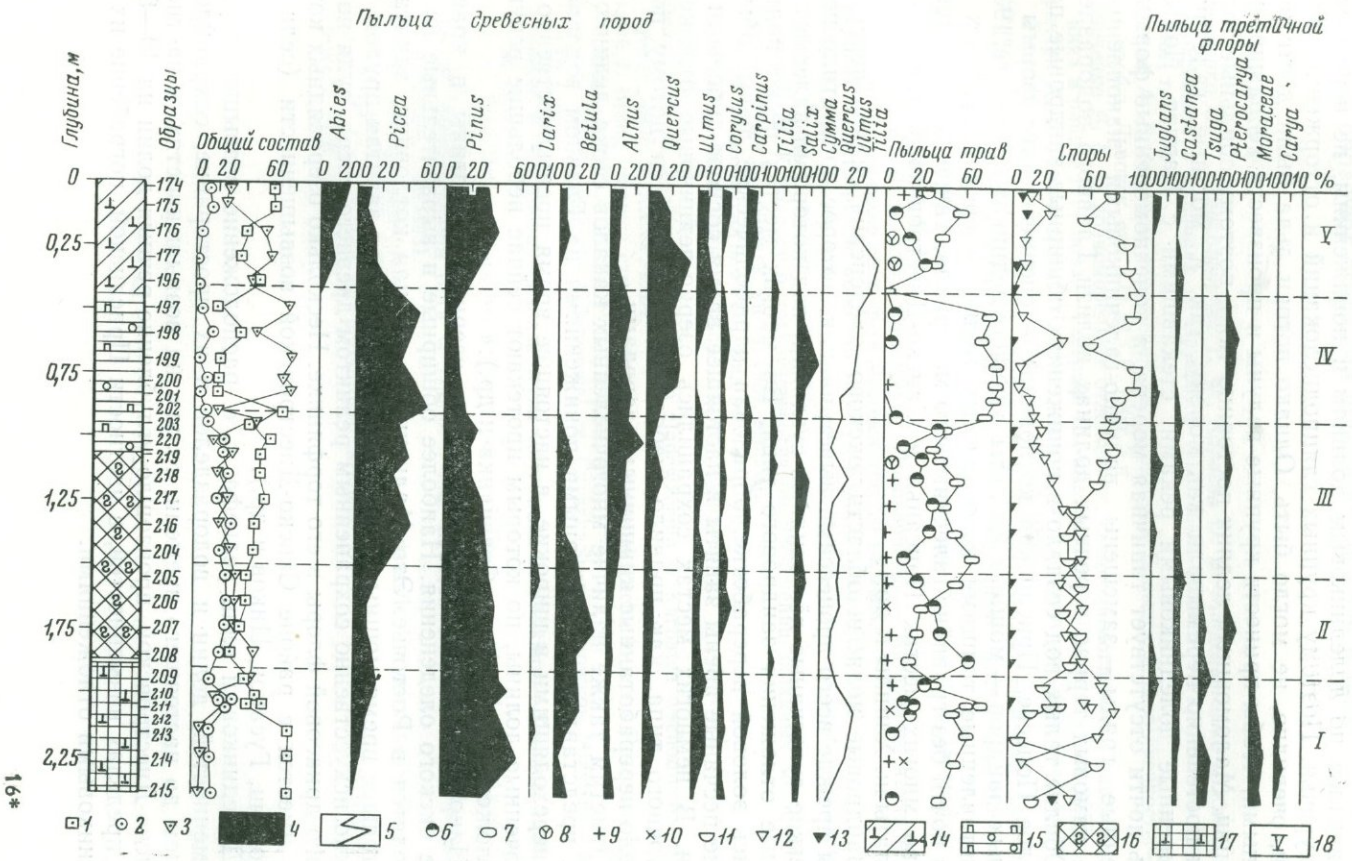


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма погребенного торфяника у с. Крукеничи (анализы М. В. Зденюка)

1 — сумма древесной пыльцы; *2* — сумма пыльцы трав; *3* — сумма спор; *4* — древесная пыльца; *5* — сумма пыльцы дуба, вяза и липы; *6* — пыльца злаковых; *7* — пыльца осоковых; *8* — пыльца вересковых; *9* — пыльца полыней; *10* — пыльца лебедовых; *11* — споры папоротниковых; *12* — споры зеленых мхов; *13* — споры сфагновых; *14* — торф древесно-осоковый; *15* — торф папоротниково-камышово-осоковый; *16* — торф камышово-моховый; *17* — торф древесно-моховый; *18* — фазы развития растительности: *I* — сосновые леса с примесью широколиственных пород и третичных реликтов, *II* — сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород и третичных реликтов, *III* — сосново-еловые леса с примесью широколиственных пород, *IV* — смешанные дубово-еловые леса, *V* — смешанные пихтово-сосновые и грабово-дубовые леса

Итак, на западе УССР, в пределах Львовской области, мы имеем единственную в СССР территорию, где отложения и формы древнейшего на равнинах материкового оледенения не перекрывались последующими оледенениями. С этой точки зрения, эти отложения и формы заслуживают пристального изучения.

Формы эти сильно затушеваны лёссовидными отложениями, преимущественно элювиально-делювиального и флювиогляциального происхождения, которые перекрывают мощным чехлом междуречья и их склоны. Эти отложения похоронили под собой не только Крукеничский торфяник, но и много других, которые еще предстоит отыскать. Поэтому здесь нет ни конечноморенных гряд, ни озов, ни многих других краевых форм материкового оледенения.

Мощность ледника была небольшой (первые десятки метров), и он продвигался по доледниковым долинам и понижениям, не перекрывая междуречья. Поэтому крупных гляциодислокаций и отторженцев здесь нет и, очевидно, не могло быть. Однако потоки льда были достаточно мощными, чтобы принести крупные валуны и произвести небольшие дислокации. Маломощный ледник постоянно таял, поэтому обильные талые воды постепенно перемывали как морену, так и мощные галечники, отложенные доледниковыми реками, стекавшими с Карпат. Поэтому здесь почти отсутствует типичная морена, а конечноморенные формы — моренные гряды — замещены валунно-галечниковыми накоплениями типа камовых террас в речных долинах вблизи Главного водораздела.

Обилие талых вод создало в понижениях обширные зандровые поля (Малое Полесье, Присанская котловина) и специфические формы долинных зандров — мощные «дельты тающего ледника» (Teisseyre, 1938), представленные толщами косослоистых мелко- и среднезернистых песков почти без гравийно-галечникового материала. Такие дельты известны во многих местах Присанья и Санско-Днестровского междуречья (Родатычи, Хлиплы и др.).

Зандровые поля в области окского оледенения сильно переработаны прежде всего процессами выветривания, которое превратило пески в легкие супесчаные лёссовидные суглинки, под которыми залегают типичные отложения зандрового типа. Во многих местах пески подвергались эоловой переработке, образовав параболические дюны; обычно такие песчаные арены заняты в настоящее время сосново-дубовыми лесами. В немногих местах сохранились озерно-ледниковые отложения ленточного типа, как правило, небольшой мощности и потому почти нацело переработанные кирпичными заводами.

Отметим также наличие многочисленных каналов стока ледниковых вод, представленных обширными понижениями на Главном водоразделе, переходящими в широкие, в настоящее время преимущественно заболоченные долины, по которым протекают сейчас небольшие речушки (Боложевка, Верещица, Ставчанка и др.).

Наконец, отметим многочисленные озерные котловины в краевой зоне окского оледенения. Наиболее обширные и выразительные из них находятся в Росточье. Это Мальчицкая озерная котловина, занятая в настоящее время мощным торфяником, и Яновская, занятая прудом, возможно искусственно сохраненным реликтом древнего озера, судя по наличию дриасовой флоры в его торфянике. Несколько озеровидных котловин имеется в районе Санско-Днестровской возвышенности (села Боляновичи, Гусаков, Циков и др.).

Доледниковый план рельефа, т. е. расположение возвышенностей и низменностей, долин и водоразделов и их простирание, сохранился в общем до настоящего времени, только на возвышенностях, в частности Санско-Днестровской, произошло углубление речных долин на 40—50 *м*, а в пределах низменностей, в частности Присанской, погребение их под ледниковыми отложениями.

Положение Главного Европейского водораздела в пределах Санско-Днестровской возвышенности мало изменилось; только перехват рекой Сан бассейна р. Выр несколько отодвинул водораздел к югу, ближе к Карпатам. Однако история развития речной сети этого района на протяжении плиоцен — плейстоцена намечена пока только в грубой схеме.

Можно также считать установленным, что древний ледник к своей краевой зоне подходил не сплошным фронтом, а целой системой долинных лопастей, образовавших целый веер, оканчивавшихся каналами стока, дельтами и камовыми террасами. Между этими ледниковыми формами возвышались не тронутые ледником и его водами участки водораздела с сохранившимися на них фрагментами древних доледниковых террас, сложенных карпатскими галечниками, которые и в настоящее время образуют огромный шлейф вдоль края Карпат.

ЛИТЕРАТУРА

Атрюшенко О. Т., Христофорова Т. Ф., Караева О. В. Міндельрісське міжльодовикове торфовище в околицях с. Крукеничі Львівськоі області.— Український ботан. ж., 1967, т. 24, № 4.

Богуцкий А. Б. Морские отложения на территории Волынской возвышенности.— Докл. и сообщ. Львовск. отд. ГО УССР, 1965, 3 н.

Верниченко В. В. О донноморенных отложениях, гляциодислокациях и карстовых явлениях в районе г. Львова.— Географ. сб., вып. 3. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.

Геренчук К. І. Геоморфологічні спостереження на Дністровсько-Санському межиріччі.— Географ. зб., в. І. Вид-во географ т-ва УРСР, 1956.

Геренчук К. І., Демедюк М. С., Зденюк М. В. До четвертинноі палеогеографіі Санько-Дністровського межиріччя.— В кн. «Палеогеографічні умови територіі Украіни в пліоцені та антропогені». Київ, «Наукова думка», 1966.

Демедюк М. С. Гляціодислокаціі в північно-західній частині Передкарпаття.— Докл. ДАН УССР, 1964, № 12.

Демедюк Н. С. Ледниковые отложения Предкарпатья.— Материалы научной конференции выпускников геол. ф-та Львовск. гос. ун-та, 1966.

Заморій П. К. Четвертинні відклади УРСР.— Київ, Вид-во КДУ, 1962.

Зденюк М. В. Матеріали до палеогеографіі Сансько-Дністровського межиріччя.— Вісник Львів. ун-ту, сер. геогр., 1965, 3.

Раскатов Г. И. К вопросу о древнечетвертичном оледенении западных областей Украины.— Труды Воронежск. ун-та, 1954, вып. 31.

Цись П. М. Геоморфологія УРСР. Вид-во Львів. ун-ту, 1962.

Blachowski R. W sprawie granicy lodowca dyluwialnego w okolicach Sambora.— Kosmos, 1938, t. 63, z. 4.

Klimaszewski M. Zasieg maksymalnego zlodewacenia w Karpatch wschodnich.— Wiadom. geogr., 1936, R. XXXV, z. 34.

Nowak J. Brzeg lodowca czwartorzedowego i kierunek ruchu lodu na Roztoczu Lwowsko-Tomaszowskiem.— Roczn. Polsk. towarz. geol., 1932, t. VIII, z. II.

Pawlowski St. O morenie lodowcowej w Czyszkach pod Nowym Miastrm.— Kosmos, 1910, t. 35.

Przepjorski W. Dyluwium na plaskowyzu Chyrowsko-Lwowskiem.— Kosmos, 1938, ser. A, t. 63, z. 2.

Szafer W. Eine Dryass-Flora bei Krystynopol in Galicien.— Bull. Internat. Akad. Sci. Cracowien, 1912.

Szafer W. Stradyluwialna flora w Hamarni nad Lubaszow. Sprawozdanie Polsk. Akad. Umietnosci, t. 36, 1931.

Szafer W. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej.— Roczn. Polsk. towarz. geol., 1953, t. 22, N 1.

Teisseyre H. Czwartorzed na przedgorzu arkuszu Sambor i Dobromil.— Roczn. Polsk. towarz. geol., 1938, t. 13.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНЫ

Л. М. ДОРОФЕЕВ

Несмотря на длительную историю исследований, вопрос о распространении и стратиграфическом положении ледниковых отложений западных областей Украины был предметом длительных споров. Первые описания и схемы распространения ледниковых отложений освещались в конце XIX — начале XX столетия в работах исследователей, занимавшихся составлением атласа Галиции.

В процессе исследований наметились и основные расхождения в проведении границы оледенения в Предкарпатье. Одна группа исследователей считала, что границу оледенения следует проводить по предельной границе полей рассеивания скандинавских компонентов (А. Ломницкий, Т. Висневский, В. Фридберг, Г. Тейссейр, Я. Чижевский и др.). Другая группа утверждала, что границы распространения переотложенного флювиогляциальными водами эрратического материала не отражают стационарное положение фронта материкового льда (Е. Ромер, В. Покорный, Ст. Рудницкий и др.).

В результате граница оледенения на этой территории проводилась в разных геоморфологических районах. Наиболее обстоятельную сводку накопившихся в литературе материалов дал в 1938 г. В. Пшепюрский. В своей сводке, посвященной строению четвертичных отложений Предкарпатья, он провел границу материкового оледенения от Перемышля по линии городов Добромиль — Самбор — Рудки — Городок — Ивано-Франково.

Схематическая карта положения границ ледниковых образований, установленных различными исследователями довоенного времени, в зависимости от их взглядов на протекавшие в Предкарпатье ледниковые явления, приводятся на рис. 1. Время, в течение которого материковые льды продвинулись до указанных на схеме границ, польские геологи (М. Климашевский, Г. Козак, В. Пшепюрский и др.) назвали максимальным оледенением.

В послевоенные годы при изучении геоморфологии и геологического строения четвертичного покрова западных областей Украины в основу легла сводка В. Пшепюрского. Его данные о положении границы оледенения без критического анализа приводили в своих работах Г. И. Раскатов (1954), К. И. Геренчук (1956), И. Л. Соколовский (1958, 1960) и др.

Противоречивые взгляды в геологической литературе имеются и в отношении последовательности оледенения. Наибольшее число разногласий в работах исследователей послевоенных лет имелось по вопросу о геологическом возрасте ледниковых отложений западной части УССР. Одна группа исследователей (Раскатов, 1954; Соколовский, 1958, 1960; Гофштейн, 1962; Геренчук, 1956; Штогрин, 1962) считала, что оледенение западной части УССР и бассейна среднего Днепра было одновременным и что материковые льды перекрыли эти пространства в максимальную, днепровскую, ледниковую эпоху. Иные взгляды, хотя и для смежных районов, отстаивает А. М. Маринич (1963). Он считает, что на территории Волынского Полесья имеются следы двух оледенений, представленных двумя горизонтами морен. Нижний он относит к днепровскому оледенению; моренный покров, окаймленный краевыми образованиями Волынского пояса, к московскому оледенению.

Ошибка первой группы исследователей в отношении наименования оледенения Предкарпатья состоит в том, что в термин «максимальное

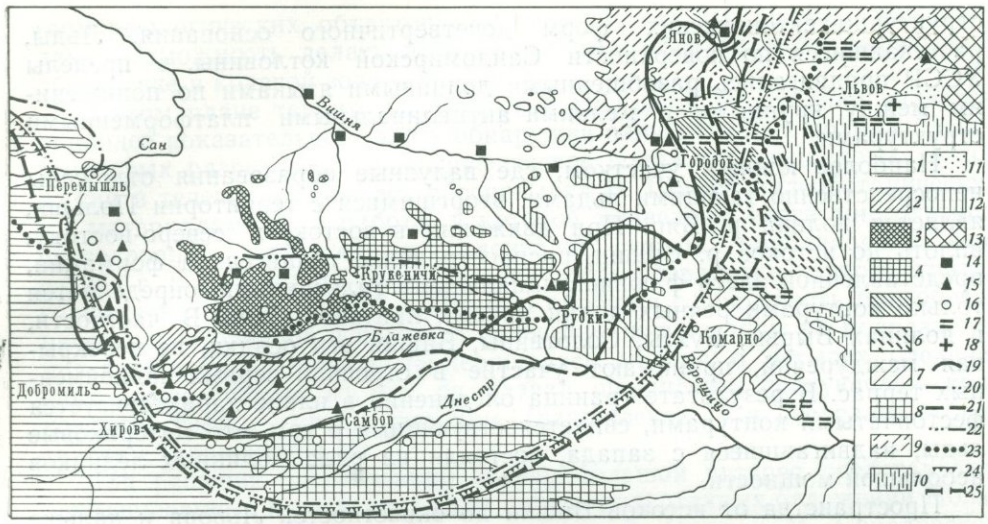


Рис. 1. Схематическая карта распространения ледниковых образований и флювогляциальных песков в Предкарпатье (по В. Пшепюрскому, 1938 г.)

1 — Карпаты; междуречья: *2* — Радичско-Хировское, *3* — Новемясто-Круктеническое, *4* — Мостиско-Рудковское, *5* — Верещицко-Вишнянское, *6* — Стачанско-Верещицкое, *7* — Верещицкое, *8* — Предкарпатское; *9* — Росточье; *10* — Подолия; *11* — Каменнобродско-Львовская проходная долина; *12* — надднестровские болота; *13* — Побужье; *14* — гранитные валуны объемом 1 *м*³; *15* — то же, объемом 1/16 *м*³; *16* — смешанные галечники; *17* — пески; *18* — валуны третичных пород. Границы оледенений: *20* — по В. Пшепюрскому (1938 г.); *21* — по С. Павловскому (1926 г.); *22* — по С. Павловскому (1934 г.); *23* — по С. Павловскому (1936 г.); *24* — по Е. Ромеру (1934 г.); *25* — по Р. Блаховскому (1936 г.); *26* — по Климашевскому (1936 г.). Границы оледенения *21—26* перенесены на схему Л. М. Дорофеевым

оледенение» они вкладывали иной смысл, чем польские геологи. Общеизвестно, что на территории Польши максимального развития покровное оледенение достигало в нижнем плейстоцене — в краковскую медниковую эпоху.

На территории Русской равнины наибольшие пространства материковые льды перекрыли позже — в днепровскую ледниковую эпоху. Таким образом, разногласия в отношении геологического возраста ледниковых отложений Предкарпатья возникли в результате неоднозначного понимания термина «максимальное оледенение». Геологические явления, протекавшие на смежных территориях и в разное время, исследователи послевоенных лет свели в одно стратиграфическое подразделение.

Имевшие место в геологической литературе противоречивые представления в отношении распространения оледенения в Предкарпатье опроверг Н. С. Демедюк (1966). В процессе маршрутных исследований начала 60-х годов он установил, что на Днестровско-Санском междуречье граница оледенения не выходит за пределы Главного Европейского водораздела, разделяющего верхние притоки Днестра (Блажевка, Стрывигор) и бассейн рек, впадающих в Балтийское море. Установленные им поправки имеют принципиальное значение, так как они позволяют составить представление о мощности льда и геоморфологических условиях его распространения в Предкарпатье. В результате радикально изменяются взгляды о происхождении лёссовых пород этой территории.

Наши маршрутные наблюдения позволили отказаться от взглядов, сложившихся по литературным источникам довоенного времени. На территории Предкарпатья и Верхне-Припятского Полесья на направлении движения Европейского ледникового щита сказывалось влияние

структурно-тектонических форм дочетвертичного основания. Льды, растекавшиеся по поверхности Сандомирской котловины, в пределы УССР продвигались разобщенными долинными языками по понижениям между крупными и мелкими антиклинальными платформенными структурами.

Наиболее южным участком, где валунные образования отложены непосредственно тающими льдами, вторгшимися с территории Польши, является долина р. Вяр. При движении к востоку и северо-востоку, вплоть до истоков р. Вишни, распространение гляцигенной формации, представленной здесь флювиогляциальными галечниками, определяется только контурами речных долин правых притоков Сана. В частности, в долинах Вырвы, Бухты, Солотвины, Вишни эти осадки, не перекрывая междуречий, принимают участие в строении первых надпойменных террас. В результате граница оледенения в плане характеризуется фестончатыми контурами, свидетельствующими о том, что материковые льды, надвигавшиеся с запада, состояли из ряда долинных ледников небольшой мощности.

Пространства от истоков Вишни до окрестностей Львова и дальше на восток в эпоху оледенения представляли собой перигляциальную зону. От верховьев р. Шкло правый борт ледниковой лопасти ограничивался склонами долины этой реки и проходил на северо-запад через Яворов, за пределы государственной границы. Междуречье Вишня — Шкло, оконтуренное с востока примерно по линии городов Судовая Вишня — восточнее Рогозно — Яворов, это единственный участок Предкарпатья, где материковый лед в виде небольшого языка перекрывал междуречные пространства. К северу от долины Шкло, на присклоновых участках Росточья, а также на поверхности этой гряды к западу от линии Крехов — Добросин морена или продукты ее размыва в виде эратического валунно-галечникового материала отсутствуют.

Не перекрывалась материковым льдом и территория Верхне-Бугского полесья. Несмотря на то, что абсолютные отметки ее поверхности равны отметкам поверхности Сандомирской котловины, препятствием для поступательного движения материкового льда с запада являлась гряда Росточье. Этот вал с абсолютными отметками более 300 м (самая высокая точка — г. Вельки — Дзял — 390 м, расположена на территории ПНР, к югу от г. Томашув—Любельский) материковые льды не могли обойти, так как его крутой уступ протягивается на северо-запад вплоть до долины Вислы у г. Завихвоста.

Замкнутая с юго-запада грядой Росточье, на западе Люблинской, а на севере ее ветвью — Волынской возвышенностями, Верхне-Бугская котловина в эпоху оледенения находилась под косвенным влиянием ледниковых процессов. Наиболее деятельным рельефообразующим фактором на ее поверхности была эрозионная деятельность талых ледниковых вод, откладывающих грубопесчаные наносы в широких межгрядовых понижениях эрозионно-тектонического происхождения. Здесь флювиогляциальные пески слагают первые надпойменные террасы левых притоков Западного Буга. Не перекрывалась также материковая, вытянутая в широтном направлении Волынская лёссовая возвышенность. В крайнем северо-западном углу Украинской ССР, на территории Верхне-Припятского Полесья граница Европейского ледникового щита ограничивается Волынской конечноморенной грядой. На территории Украины этот пояс краевых образований характеризуется наиболее выраженной морфоскульптурой.

Большое значение для решения вопроса о возрасте оледенения в западной части Украины имеет сопоставление границ оледенений в этом районе с положением хорошо изученных границ оледенений в соседних геоморфологических регионах путем анализа сводных карт, так как только на них становится ясным пространственное соотношение всех

геоморфологических объектов и стратиграфических данных, которые дают возможность делать правильные выводы о палеогеографической обстановке в краевой зоне оледенения.

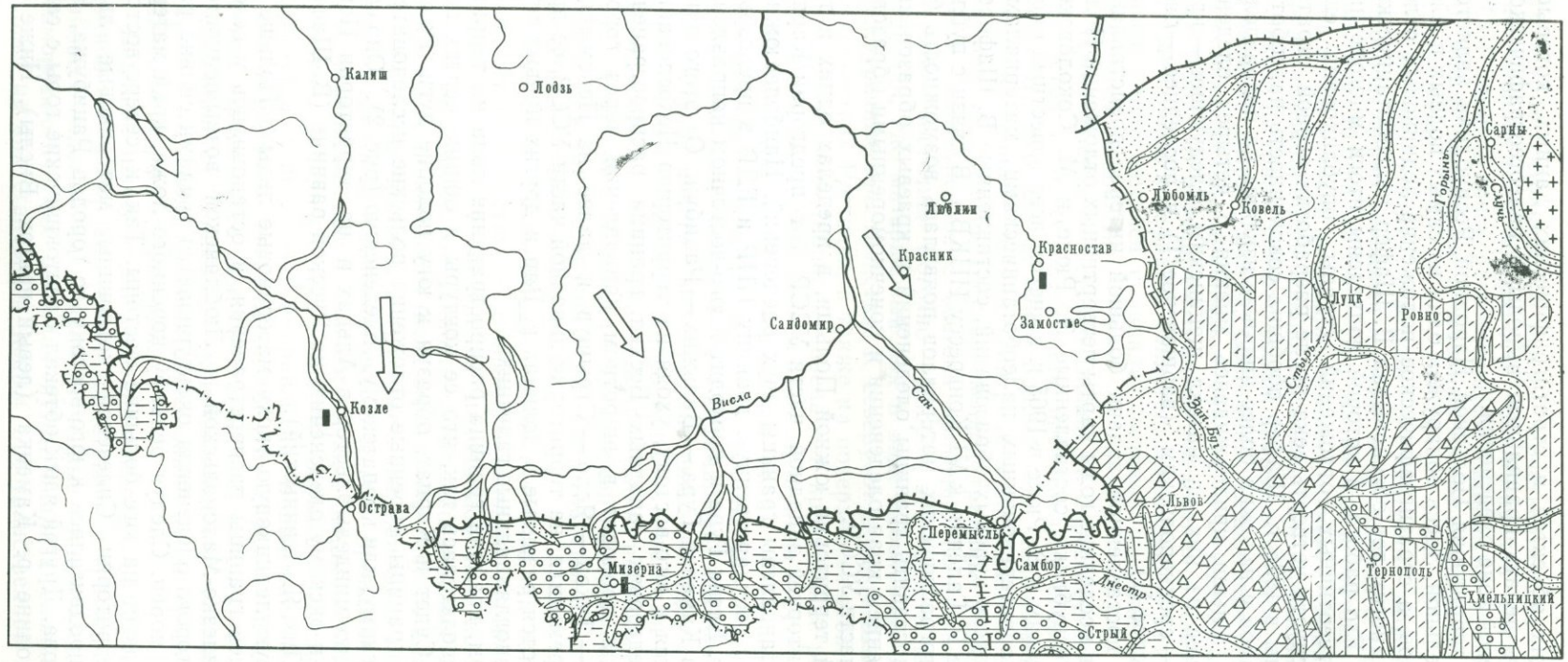
В этом плане территория Польской Народной Республики является наиболее показательной. Здесь обнаружен один из самых полных плейстоценовых разрезов, а стратиграфическое положение ледниковых отложений в течение многих лет обосновывал В. Шафер палеоботаническими материалами. Его работа, в которой подведены итоги многолетних исследований четвертичных отложений страны, опубликована еще в 1953 г. В ней, спустя четверть века после разработки первой стратиграфической схемы в 1928 г., Шафер обобщил совокупность палеоботанических материалов и изложил более широкие взгляды на подразделения плейстоцена Польши, придерживаясь мнения о четырех оледенениях; самое древнее из них он назвал щецинским, следующее — краковским, третье — среднепольским (варшавское I) и последнее — балтийским (варшавское II).

Для решения поставленной задачи большой интерес представляют опубликованные в последние годы карты четвертичных отложений Польской Народной Республики, составленные Э. Рюле и М. Соколовской в 1962 г., Ю. Мойским и Э. Рюле в 1965 г. с учетом всех известных опорных разрезов, охарактеризованных палеоботаническими материалами, а также карты поясов краевых образований, составленные В. Шафером в 1955 г., а позже Р. Галёном к VI Конгрессу ИНКВА. В связи с публикацией этих картографических материалов появилась возможность более уверенно сопоставить границы оледенений и краевых образований Польши с положением края оледенения и конечноморенными образованиями западной части УССР.

На равнинной территории южной Польши, в пределах одних и тех же широт с территорией западной части УССР (от предгорий Карпат до г. Лодзь), установлены границы двух оледенений. Наиболее южная из них пересекает государственную границу ПНР и ГДР в предгорьях Судет западнее г. Еленя Гура и проходит в юго-восточном направлении по линии городов Каменка Гура — Вальжих — Рацибуж. От этого пункта она отклоняется к юго-востоку, уходя на территорию Чехословакии. Восточнее, в предгорьях западных Бескид, граница распространения материкового льда проходит в широтном направлении через города Бельско — Бяла — Тухов — Ясло — Стрышув и далее на Перемышль. К востоку от Перемышля, на территории западной части УССР, ее продолжением являются развитые в долинах р. Вяр и других правых притоков Сана флювиогляциальные галечники.

Таким образом, крайняя граница распространения льда на территории Польши располагалась так, что ее контуры в общих чертах повторяли контуры Судет и Карпат, образуя к югу подобие дуги. Развитые внутри этой границы моренные отложения польские исследователи относят к краковскому, или карпатскому, оледенению (рис. 2). Оно синхронно оледенению миндель-эльстер в Альпах и на территории Центральной Европы и окскому оледенению на Русской равнине (В. Шафер, Г. Галицкий, К. Пих, Я. Левиньский).

В последующую ледниковую эпоху материковые льды в Польше не достигали прежней границы распространения, а остановились у северных склонов Силезско-Малопольской и Люблинской возвышенностей. Граница этого второго оледенения оконтуривается грядами сильно размытых конечных морен. Следуя рельефу коренного ложа, край материкового льда образует на юге большие фестоны. Так, к северо-востоку от Судет, на территории Силезской котловины, материковые льды в виде лопасти продвигались к юго-востоку до городов Рацибужа, Катовиц и Крестохова. Другой язык обтекал Свентокшинские горы с северо-востока по долине р. Каменка (левый приток Вислы). Ниже ее



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11

Рис. 2. Схематическая карта отложений эпохи краковского оледенения

1 — пески, частично гравийные, алевриты и глины речных долин и денудационных равнин; *2* — аллювиально-делювиальные суглинистые породы Волынского и Тернопольского плато; *3* — глинисто-песчаные покровы; *4* — галечниково-глинистые покровы; *5* — кристаллические породы Украинского щита; *6* — Толтры; *7* — суглинисто-щебнистые породы Росточья, Ополья и Кремнецких гор; *8* — местонахождения флористических остатков в опорных разрезах; *9* — границы Европейского ледникового щита; *10* — направление движения льда; *11* — ледниковые рытвины. Перигляциальные условия и граница оледенения на территории ПНР перенесены на схему из Атласа четвертичных отложений Польши, составленного Ю. Мойским и Е. Рюле (1965 г.)

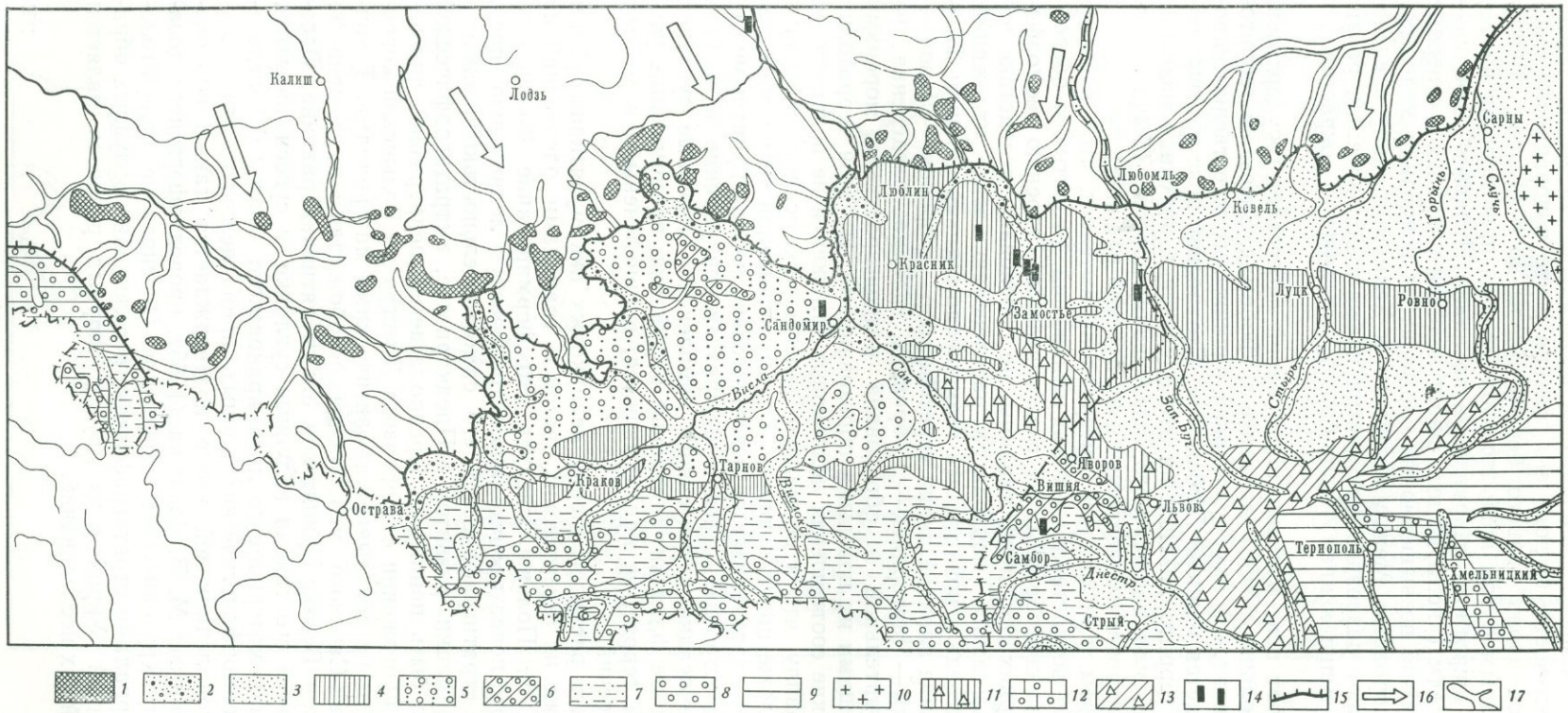
устья в виде небольшого языка ледник продвинулся по долине Вислы к югу до г. Завихвоста. Отсюда его граница резко поворачивала к северу и тянулась вдоль правого берега Вислы до г. Пулаву. Между Вислой и Западным Бугом край этого оледенения простирается на восток почти в широтном направлении по линии Пулавы — Люблин — Красностав — Хелм (рис. 3). Здесь фронт ледника упирался в северные склоны Люблинской возвышенности, сложенной в основании меловыми и третичными породами. Между Пулавами и Хелмом границу оледенения сопровождают разрозненные участки краевых образований, развитые в долине Вепш южнее г. Любартув, а также в окрестностях г. Влодава.

Восточнее этот пояс краевых образований пересекает государственную границу Польши с УССР западнее г. Любомля. Здесь, на территории Верхне-Припятской аккумулятивной равнины, его естественным продолжением является мощный Любомльско-Столинский пояс краевых образований. На территории Польши это оледенение получило название среднепольского, или варшавского, оледенения, которое обычно сопоставляется с днепровским оледенением на Русской равнине.

Таким образом, при анализе материалов вытекает, что прежние представления о возрасте ледниковых отложений, развитых в обособленных и весьма своеобразных по геологическому строению геоморфологических районах Западной Украины, не обоснованы вследствие неопределенности самого подхода к расчленению этих отложений. В первую очередь игнорировался геоморфологический принцип. Проводившаяся в виде плавной линии через Самбор — Городок — Львов — Сокаль — Ковель — Чарторийск — Дубровица граница оледенения не отвечает действительной и образована разновозрастными моренами и сопровождающими их краевыми образованиями. На этой территории стратиграфические соотношения ледниковых отложений не подчиняются известному правилу, что в нормально залегающих осадках кроющий слой всегда моложе подстилающего. В этом отношении территория Западной Украины характеризуется исключительно неблагоприятными условиями. На Днестровско-Санской водораздельной равнине и в Грядовом Побужье осадки гляцигенного комплекса — моренные суглинки и песчано-галечные флювиогляциальные отложения, принимающие участие в строении террас, не накладываются, а причленены к коренным склонам междуречий.

Из зонального распространения ледниковых аккумулятивных форм рельефа, а также их генетических связей с границами оледенений на территории южной Польши, следует, что формирование Волынского конечноморенного пояса происходило в днепровскую ледниковую эпоху.

В связи со стратиграфической его самостоятельностью положение гляцигенной формации, развитой в Предкарпатье, в стратиграфической колонке должно быть понижено. Предполагаемое непрерывное залегание морены на протяжении от верховьев Днестра до Волынской конечно-моренной ряды не доказывается фактическими материалами. Территория Днепровско-Санского междуречья освобождалась во времени ото льда раньше, чем Верхне-Припятская аккумулятивная равнина. Отложенные в процессе его таяния валунные суглинки и супеси являются продуктом таяния материкового льда краковского (окского) оледенения. Помимо геоморфологических данных, принадлежность этих осадков к краковской ледниковой эпохе подтверждается также спорово-пыльцевыми данными М. В. Зденюка (1965), проводившего исследования ископаемого Крукеничского торфяника. Обоснование палеонтологическими материалами стратиграфического положения валунных образований Западной Украины из других опорных разрезов является задачей дальнейших исследований.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17

Рис. 3. Схематическая карта отложений эпохи днепровского оледенения

1 — конечноморенные образования; *2* — пески и галечники зандров; *3* — пески, частично гравийные, алевриты и глины речных долин и перигляциальных областей; *4* — лёссы и лёссовидные суглинки; *5* — песчаные покровы на донно-ледниковых отложениях; *6* — морена и флювиогляциальные галечники; *7* — глинисто-песчаные покровы на территории Советского Предкарпатья — лёссовидные суглинки днестровских террас; *8* — галечниково-глинистые покровы; *9* — суглинистые крупнопылеватые породы Тернопольского плато; *10* — кристаллические породы Украинского щита; *11* — щебнисто-суглинистые породы Росточья; *12* — Толтры; *13* — суглинисто-щебнистые породы Ополья и Кремнецких гор; *14* — местонахождения флористических остатков в опорных разрезах; *15* — границы Европейского ледникового щита; *16* — направление движения льда; *17* — ледниковые рытвины. Перигляциальные условия и граница оледенения на территории ПНР перенесены на схему из Атласа четвертичных отложений Польши, составленного Ю. Мойским и Е. Рюле (1965 г.)

ЛИТЕРАТУРА

Геренчук К. И. Опыт геоморфологического анализа тектоники Прикарпатья.— Изв. ВГО, 1956, т. 88, вып. 1.

Геренчук К. І., Демедюк М. С., Зденюк М. В. До четвертинної палеогеографії Сансько-Дністровського межиріччя.— Зб. «Палеогеографічні умови території України в пліоцені та антропогені». Київ, «Наукова думка», 1966.

Гофштейн И. Д. Неотектоніки і морфогенез верхнього Придністровья. Київ, Вид-во АН УССР, 1962.

Демедюк Н. С. Ледниковые отложения Предкарпатья.— Материалы научной конференции выпускников геол. ф-та Львовск. гос. ун-та, 1966.

Зденюк М. В. Матеріали по палеогеографії Сансько-Дністровського межиріччя.— Вісник Львів. ун-ту, сер. геогр, 1965, в. 3.

Маринич А. М. Геоморфология Южного Полесья. Изд-во Киевск. гос. ун-та, 1963.

Раскатов Г. И. К вопросу о древнечетвертичных оледенениях западных областей Украины.— Труды Геол. фак-та Воронежск. гос. ун-та, 1954, т. XXXI.

Соколовский И. Л. Лёссовые породы западной части УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.

Соколовский І. Л. Плейстоценова епоха. Дніпровський вік. Атлас палеогеогр. карт Укрінськ. Та Молд. РСР. Київ, Вид-во АН УССР, 1960.

Цись П. Н. Геоморфологія УРСР. Вид-во Львівсь. ун-ту, 1962.

Штогрин О. Д. Підземні води четвертинних відкладів Передкарпаття. Київ, Вид-во АН УРСР, 1962.

Яковлев С. А. Основные геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., Госгеолтехиздат, 1956.

ДИНАМИКА ДЕГРАДАЦИИ СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ БЕЛОРУССИИ В СВЯЗИ С ВОПРОСОМ О САМОСТОЯТЕЛЬНОСТИ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Б. Н. ГУРСКИЙ

Геоморфологические данные и в первую очередь изучение форм рельефа, возникающих у края ледника (конечные морены, камы, озы, зандры, ложбины стока), являются основой картирования и стратиграфии четвертичных отложений.

Если краевая зона последнего оледенения, которая в общих чертах совпадает с границей Белорусского Поозерья, изучена довольно детально, то краевые образования и сопряженные с ними формы рельефа среднего плейстоцена, широко развитые в центральной и южной частях республики, освещены в геологической литературе недостаточно. Большой фактический материал, собранный при геологической съемке геологами Белорусского геолого-гидрологического треста (М. С. Кичкина, А. К. Ковальчук, В. В. Шахнюк, Р. И. Левицкая, Г. И. Илькевич, В. И. Пасюкевич, В. В. Левчич, В. И. Гридин, Б. Н. Гурский и др.), позволяет рассмотреть некоторые вопросы гляциоморфологии и стратиграфии плейстоцена этой обширной области.

Отличительной особенностью рельефа центральной и южной Белоруссии является наличие положительных форм ледниковой аккумуляции, которые прослеживаются на значительных расстояних и представлены моренными грядами, озами, камами, часто сопровождающимися ложбинами стока, зандрами и в меньшей степени гляцигенными рытвинами. Характерная общая маргинальная ориентировка лениаментов гляциаккумулятивного рельефа позволяет сопоставлять их на значительных расстояниях и изображать в виде полос, пересекающих всю территорию Белоруссии в субширотном направлении.

Следует подчеркнуть, что современная гидрографическая сеть не обнаруживает непосредственной связи со среднеплейстоценовыми краевы-

ми образованиями, а наследует лишь общие закономерности среднечетвертичного рельефа. Террасы наиболее крупных рек (Днепр, Припять, Сож) увязываются с зандрами последнего оледенения, и более древние (среднечетвертичные) элементы в современных долинах не выражены. Эта характерная особенность формирования речных долин более подробно рассмотрена нами на примере р. Сож (Гурский, 1968). Анализ картографических материалов, аэрофотоснимков, детальные и рекогносцировочные маршрутные исследования в различных районах Белоруссии позволяют наметить следующие полосы краевых образований: 1) Смоленская: южнее Гродно — Шучин — Лида — Ошмяны — Дзержинск — Минск — Борисов — Шклов — Горки — Смоленск; 2) Могилевская: Свислочь — Барановичи — Несвиж — Копыль — южнее Марьиной Горки — Червень — Могилев — Мстиславль — Ельня; 3) Славгородская: Каменец — Береза — Любань — Быхов — Славгород — Шумячи — южнее Рославля; 4) Новозыбковская: Дрогичин — Пинск — — оз. Черновое — Мозырь — Хойники — Речица — Буда — Кошелево — Чечерск — Светиловичи — Новозыбков — Стародуб.

Приведенное положение полос краевых образований среднего плейстоцена в той или иной степени отличается от представлений других исследователей территории Белоруссии (ср. Вознячук, Пузанов, 1968; Мотуз, 1968; Салов, 1968). Тем не менее в данном сообщении я хотел бы остановиться не на разборе аргументов в пользу того или иного сопоставления по площади фрагментов краевой аккумуляции, а на более важном и принципиальном: оценке стратиграфического значения, «ранга», этих форм рельефа и их возраста.

По этому вопросу отчетливо выявились две точки зрения. Согласно первой, которую разделяет большинство геологов Белоруссии, краевые образования принадлежат двум самостоятельным оледенениям среднего плейстоцена. Согласно второй, отстаиваемой Л. Н. Вознячуком (в последнее время в соавторстве с Л. Т. Пузановым), в среднем плейстоцене было одно (рисское) оледенение, в результате деградации которого в пределах Белоруссии сформировано семь полос краевых образований. В последнее время на позицию отрицания самостоятельности московского оледенения встал и И. Н. Салов (1968).

Какие же критерии могут быть положены в основу решения этого вопроса? Основными здесь будут данные стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии, которые могут быть дополнены результатами литологического изучения разновозрастных комплексов пород плейстоцена.

Рассмотрим, с каких позиций решают вопрос о самостоятельности московского оледенения наши оппоненты. Основной довод Л. Н. Вознячука в пользу стадиальности московской морены — установленная им индентичность спорово-пыльцевых диаграмм рославльского (беловежского) типа с диаграммами кромерских лесных слоев Англии. Кроме того, привлекаются следующие положения: а) к югу от границы валдайского оледенения достоверно не установлено три горизонта морен; б) не доказано залегание рославльских отложений in situ; в) сходны условия залегания рославльских и лихвинских отложений; г) залегание на днепровской морене (к югу от границы московского оледенения) не одинцовских, а микулинских отложений; д) отсутствие в Западной Европе достоверно установленных днепровско-московских (зааль-вартинских) межледниковых отложений (Вознячук, 1961, 1965, 1967; Вознячук, Пузанов, 1967, 1968).

Прежде чем перейти к изложению фактического материала по территории Белоруссии, отметим следующее. В докладе Элаи «Среднеплейстоценовые отложения юго-западной Франции», сделанном на VII конгрессе INQUA, приведены данные, свидетельствующие о том, что отложения, имеющие фауну кромера (Rinoceras etruscus и др.), по спорово-пыльцевой характеристике должны быть отнесены к гольштейн-

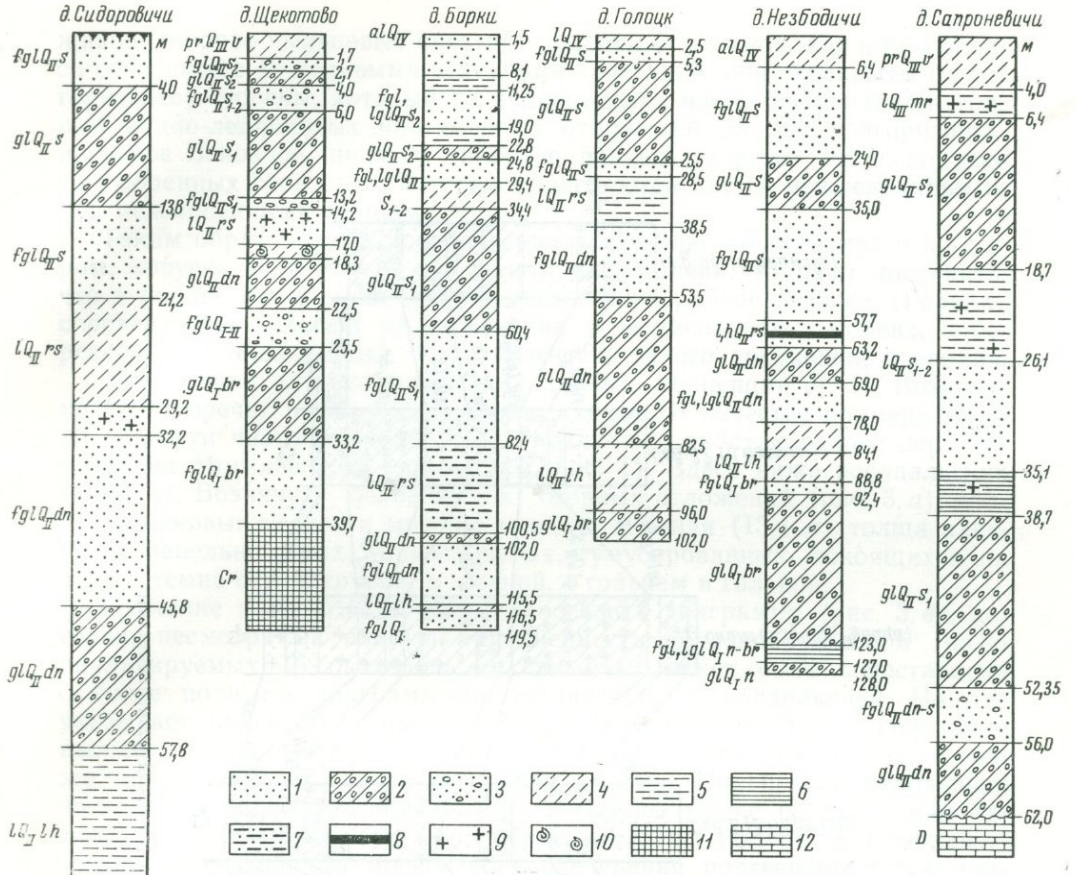


Рис. 1. Разрезы скважин различных районов Белоруссии

1 — песок; *2* — супеси и суглинки моренные; *3* — песок с гравием и галькой; *4* — супеси; *5* — суглинки; *6* — глины; *7* — алевриты; *8* — торф; *9* — флора; *10* — малакофауна; *11* — мел; *12* — известняк.

Принятая индексация: *al* — аллювиальные отложения, *pr* — покровные отложения; *l* — озерные отложения; *h* — болотные отложения; *gl* — морена; *fgl* — флювиогляциальные отложения; *lgl* — озерно-ледниковые отложения. Qmv — валдайское оледенение; Q_{III}**mv** — муравинское (микулинское) межледниковье; Q_{II}s — сожское (московское) оледенение; Qmrs — рославльское межледниковье; Qmdn — днепровское оледенение; Q_{II}lh — лихвинское межледниковье; Q_I br — березинское (миндельское) оледенение; Q_Im — минское межледниковье; Q_In — неманское оледенение

скому межледниковью — миндель-рисс (Гричук, 1967 г.). С другой стороны, общеизвестное положение о существовании климатической зональности во время межледниковий, сходной с современной, которое неоднократно подчеркивает и Л. Н. Вознячук, заставляет с осторожностью перекидывать мосты с территории центральной Белоруссии на территорию Англии в поисках «полной индентичности» и «совершенной тождественности» спорово-пыльцевых диаграмм. Здесь же стоит напомнить слова Е. В. Шанцера: «основывать определение возраста слоев в любом частном разрезе только на аналогии с отдельными отрезками типовых диаграмм, а тем более по данным нескольких неполных разрезов является весьма рискованным» (Шанцер, 1957, стр. 15).

Однако обратимся к территории Белоруссии. На рис. 1, 2 представлены колонки скважин по различным районам центральной и южной частей республики, в том числе и колонки скважин, рассматриваемых Л. Н. Вознячуком в качестве опорных разрезов «беловежского межледниковья» (деревни Сидоровичи, Щекотово, Незбодичи, Голоцк). На рисунках видно, что межледниковые отложения, содер-

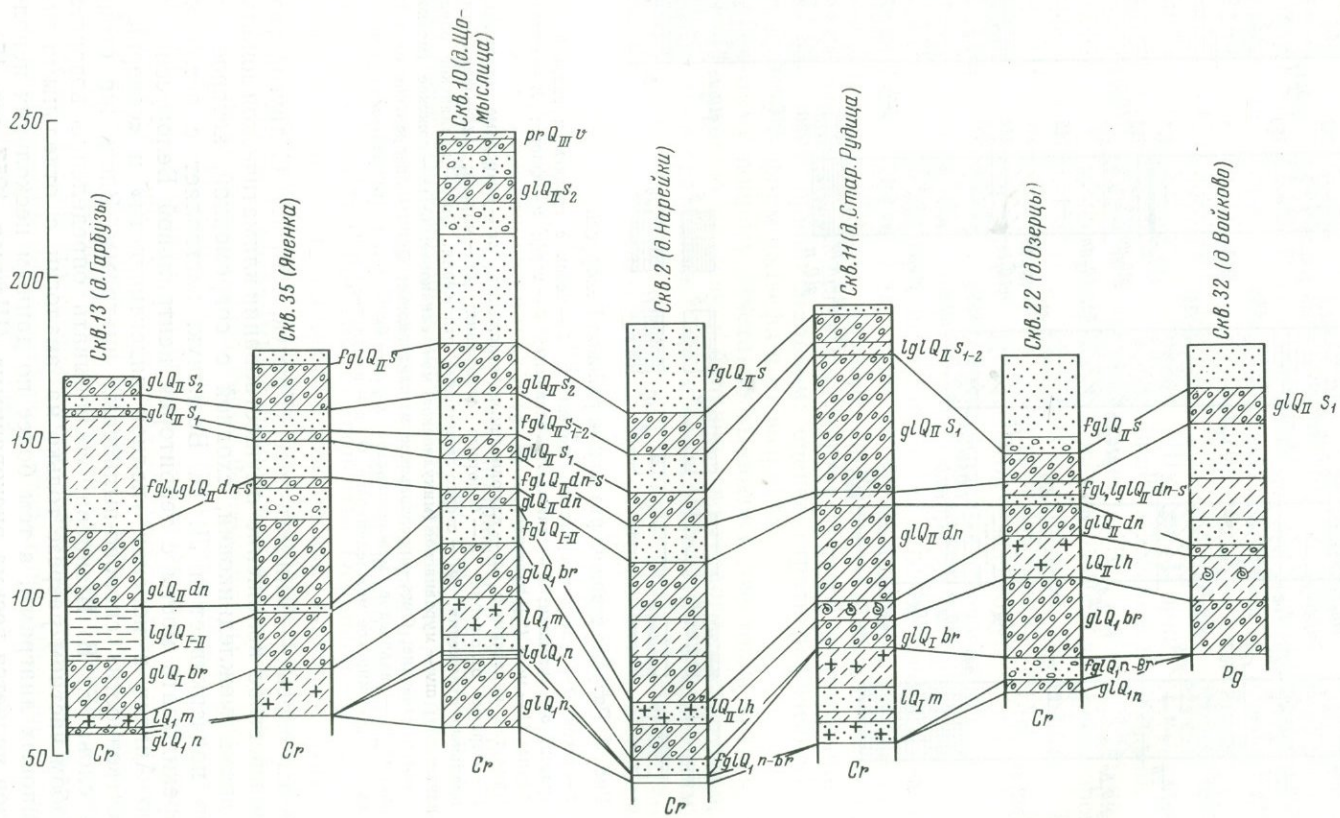


Рис. 2. Сопоставление разрезов четвертичных отложений Минской возвышенности

Условные обозначения см. на рис. 1

жащие спорово-пыльцевые спектры рославльского типа, характеризуются совершенно отчетливыми условиями залегания: они перекрыты одним горизонтом морены, который на водоразделах часто расщепляется толщей водно-ледниковых или озерных отложений на два подгоризонта, и, самое основное, ниже в наиболее полных разрезах залегают еще три моренных горизонта, которые разделяются двумя межледниковыми или межморенными толщами.

Таким образом, если рославльские отложения, сопоставляя с кромером, «опускать» в самый низ толщи плейстоцена, то надо допускать, что в районе Волковыска (Незбодичи) или в районе Минска (Голоцк) с поверхности залегает не московская и не днепровская морена, а березинская (миндельская). Невозможность такого допущения очевидна.

Кроме чисто стратиграфических данных, концепции Л. Н. Вознячука противоречат и палинологические данные. В качестве примера можно привести часто упоминаемый в различных работах разрез дер. Сидоровичи Могилевского района (см. рис. 1). Здесь ниже рославльских (по Л. Н. Вознячуку, беловежских) озерных отложений (рис. 3, *а*), водно-ледниковых песков и морены залегает мощная (13,4 *м*) толща алевритов пепельно-серых, тонкослоистых, гумусированных, покоящихся на супеси темно-серой, грубой, моренной, с гравием и галькой.

Изучение алевритов позволило составить диаграмму (рис. 3, *в*), которая, несмотря на слабую наполненность образцов пыльцой (из 25 анализируемых 16 оказались «пустыми»), может быть сопоставлена с более полными диаграммами лихвинского межледниковья. На это указывает присутствие пыльцы пихты, довольно высокое содержание пыльцы ели, растянутость максимума широколиственных пород, а также наличие пыльцы сумаха, ниссы, секвойи. Лихвинские отложения, залегающие ниже рославльских, установлены также на основании палинологических анализов в разрезах деревень Голоцк и Незбодичи.

Самостоятельность московского оледенения подтверждается и резким различием литологических особенностей морен. Для отдельных районов и разрезов это отмечалось нами ранее (Гурский, 1966; Гурский, Шахнюк, 1967; Гурский, Левицкая, 1968). Обобщение большого количества анализов для различных районов территории Белоруссии вновь подтверждает это. Так, по данным 366 определений, в днепровской морене содержится в 2 раза больше устойчивых минералов в тяжелой фракции (0,25—0,1 *мм*), чем в московской (средние коэффициенты выветрелости равны соответственно 0,76 и 0,37).

Изложение фактического материала по территории Белоруссии было бы неполным без хотя бы краткой характеристики новых разрезов скважин, пробуренных в последние годы на территории Минской возвышенности (Р. И. Левицкая, Г. И. Зубович, В. И. Шкуратов). Здесь впервые для наших районов получены данные, свидетельствующие о наличии более древнего оледенения, чем березинское (миндельское), и более древнего межледниковья, чем лихвинское. В наиболее полных разрезах (деревни Гарбузы, Щомыслица, Нарейки) выявлены московская (разделенная толщей песков на две стадиальных), днепровская, березинская и древнейшая [1] морены.

На рис. 3, *б* представлена диаграмма древнейших межледниковых отложений Белоруссии, вскрытых у дер. Гарбузы (мы предлагаем называть их «минскими» по месту нахождения стратотипа). Отличия этой и других диаграмм минских отложений (деревни Щомыслица, Яченка, Мостки и др.) от рославльских заключается в едином максимуме широколиственных пород, присутствии пыльцы граба и значительном содержании пыльцы липы. От лихвинских диаграммы приведенного типа

[1] Мы предлагаем назвать ее «неманской» по аналогии с другими моренными горизонтами.

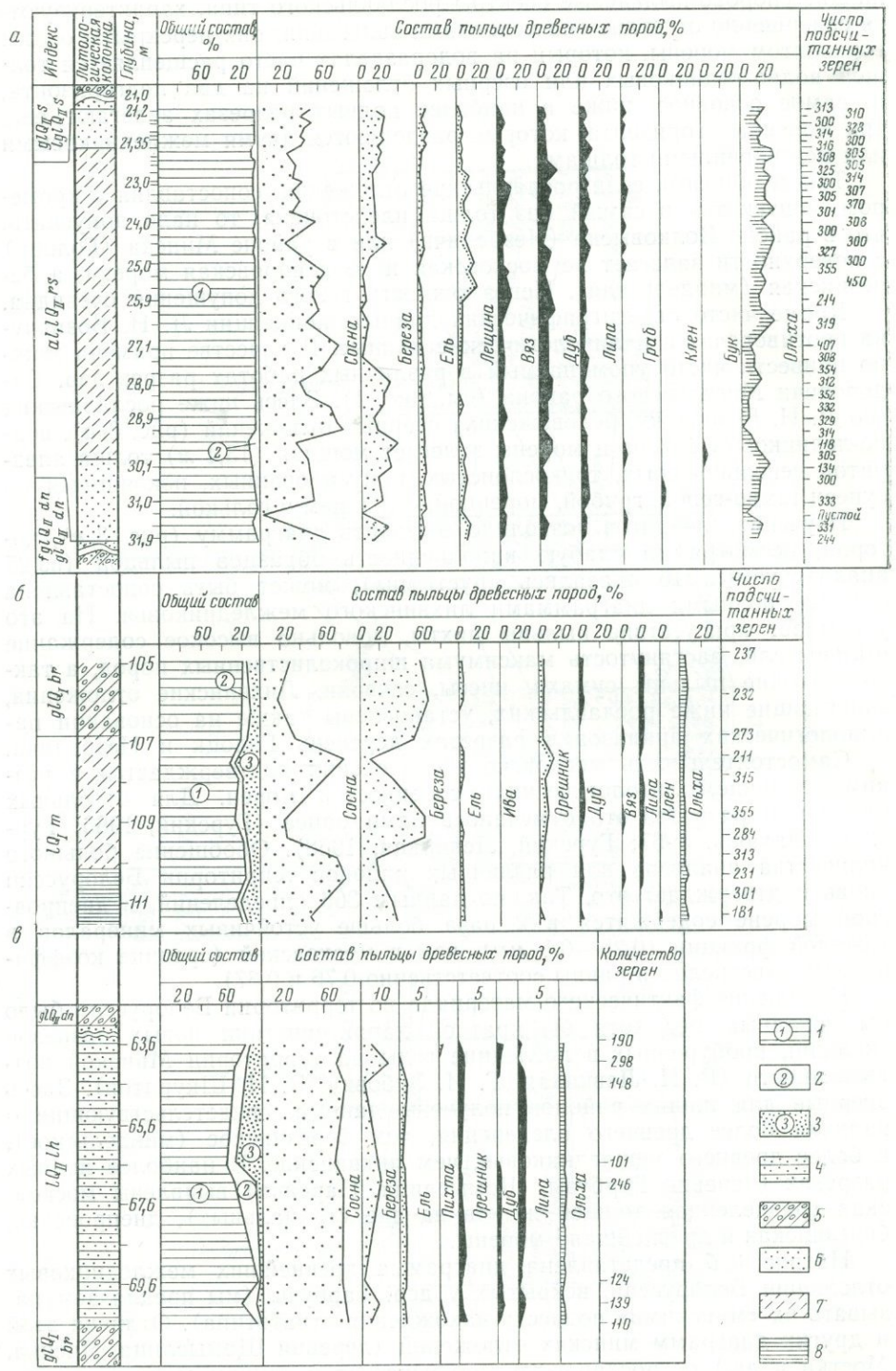


Рис. 3. Спорово-пыльцевые диаграммы. Анализы И. А. Григоровича

а — рославльские межледниковые отложения по разрезу дер. Сидоровичи; *б* — минские отложения по разрезу дер. Гарбузы; *в* — лихвинские отложения по разрезу дер. Сидоровичи. *1* — пыльца древесных пород; *2* — недревесная пыльца; *3* — споры; *4* — алеврит; *5* — супесь моренная; *6* — песок; *7* — супесь тонкая; *8* — глина. Объяснения индексов см. на рис. 1

отличаются взаимным замещением кривых сосны и березы, причем кустарниковая береза характерна для начала межледниковья; отсутствием пихты и малым содержанием ели; одновременной кульминацией лещины, дуба, вяза, липы. Естественно, имеющийся в настоящее время сравнительно небольшой фактический материал не позволяет выяснить все детали развития растительности и флоры в течение минского межледниковья. Тем не менее палинологические и стратиграфические данные свидетельствуют о наличии на территории Белоруссии следов более древнего оледенения и межледниковья, чем березинское (миндельское). Вероятно, оно соответствует окскому оледенению схемы А. И. Москвитина (1967) и гюнцу Альп. Вопросы сопоставления этих отложений нуждаются в дополнительном изучении.

Таким образом, развитые на территории Белоруссии четыре полосы краевых образований среднего плейстоцена образованы в результате деградации двух самостоятельных оледенений — днепровского и московского (сожского) [1]. Предельной для сожского оледенения мы считаем Славгородскую полосу краевых образований. Для обоснования этого положения можно привести следующие данные: 1) севернее отмеченного рубежа под верхней мореной (часто разделенной межстадиальными отложениями) залегают рославльские межледниковые образования (деревни Незбодичи, Борки, Хотляны, Озерцы, Голоцк, Углы, Сидоровичи, Щекотово, г. Старобин и др.). К югу в аналогичных условиях вскрываются лихвинские отложения (деревни Смуги, Свищево, Щербово, оз. Саковичское, Лески, Дубровка, Рожны и др.); 2) резкое уменьшение суммарной мощности четвертичных отложений и выклинивание моренных горизонтов по разрезам; 3) различие в литологии морен и прежде всего в составе минералов тяжелой фракции.

И, наконец, последний вопрос — о стратиграфическом значении, «ранге», постмаксимальных краевых образований московского оледенения. Для решения его мы располагаем очень небольшим количеством данных. Однако следующие факты позволяют считать их стадиальными образованиями: 1) выдержанность на значительных расстояниях водно-ледниковых отложений, разделяющих два горизонта морен, каждый из которых картируется на значительных площадях; 2) наличие мощных толщ озерных отложений, содержащих лесные и перигляциальные спектры. Так, в районах деревень Сапроневичи и Жюли (см. рис. 1) озерные отложения достигают мощности 20 м, а в спорово-пыльцевых спектрах (анализы Л. В. Курьеровой и М. Н. Валуевой) на долю древесных пород приходится 43—55%, травы составляют 33—50%, споры 7—12%.

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы. Территория Белоруссии подвергалась пятикратному оледенению. Динамика деградации каждого ледникового покрова была сложной. Для московского (сожского) оледенения намечено три стадии. Наиболее южная из развитых на территории Белоруссии полос краевых образований соответствует новозыбковской стадии днепровского оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии.— Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, 1961.

Вознячук Л. Н. К вопросу о стратиграфическом и палеогеографическом значении плейстоценовых флор Белоруссии и Смоленской области.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1965, № 30.

Вознячук Л. Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины.— сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской платформы». М., «Наука», 1967.

[1] Название предложено Г. И. Горецким.

Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. К вопросу о геологическом возрасте отложений белорежского межледниковья.— Докл. АН БССР, 1967, т. 11, № 8.
Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. О стадиях и фазах рисского (днепровского) оледенения и его краевых образованиях на территории Белоруссии.— Тезисы докл. Всес. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.
Гурский Б. Н. Использование данных минералогического анализа для расчленения морен (на примере бассейна р. Сож).— Материалы четвертой конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Минск, 1966.
Гурский Б. Н. К истории формирования долины р. Сож в четвертичное время.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1968, № 35.
Гурский Б. Н., Левицкая Р. И. О самостоятельности сожского (московского) оледенения.— Докл. АН БССР, 1968, т. 12, № 9.
Гурский Б. Н., Шахнюк В. В. Особенности минералогического состава антропогеновых отложений Днепровско-Сожского междуречья.— Докл. АН БССР, 1967, т. 11, № 12.
Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1967, вып. 156.
Мотуз В. М. О границах краевых образований верхнего и среднего плейстоцена Белоруссии.— Тезисы докл. Всес. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.
Салов И. Н. О границах максимального распространения ледников московской стадии и валдайского в Белоруссии и Смоленской области и некоторые особенности их краевых образований.— Тезисы докл. Всес. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.
Шанцер Е. В. Принципы построения и корреляции местных стратиграфических схем четвертичных (антропогеновых) отложений.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1957, т. XIII.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССКОЙ ССР

Е. П. МАНДЕР

Настоящая работа является результатом анализа гипсометрических карт по подошвам, кровлям и мощностям морен различного возраста, палеогеографических карт по ледниковьям и межледниковьям, для построения которых использованы данные более 5 тыс. скважин, пробуренных на территории Белоруссии. Выполнялась работа под руководством М. М. Цапенко в секторе четвертичной геологии Института геологических наук.

Было проведено расчленение антропогеновой толщи на отдельные стратиграфические горизонты, соответствующие двум нижнеантропогеновым (белорусскому и окскому), двум среднеантропогеновым (днепровскому и московскому) и верхнеантропогеновому (валдайскому) оледенениям. В основу расчленения положены изученные палеонтологически разрезы, для увязки их и наиболее полной интерпретации построены геологические профили, пересекающие территорию Белоруссии в широтном и меридиональном направлениях. При построении карт учитывались структурные особенности территории, характер доантропогеновой поверхности, геологическое строение и геоморфология района.

В результате анализа картографического материала выявлены некоторые особенности в распределении ледникового покрова и оставленного им обломочного материала в зависимости от структурного плана, характера доантропогеновой поверхности, рельефа, предшествующего оледенениям, силы ледникового потока, движений земной коры. Сопоставление карт с профилями и геологическими разрезами скважин способствовало выявлению палеогеографической обстановки различных отрезков антропогенового времени.

Наиболее четко влияние структурных особенностей и доантропогенового рельефа сказалось на движении нижнеантропогеновых ледников.

Территория Белоруссии к началу оледенения имела хорошо расчлененную поверхность, о чем свидетельствует наличие глубоко врезанных плиоцен-раннеантропогеновых долин и озерных котловин. Более приподнятой были юго-восточная и восточная части территории республики, откуда сток осуществлялся к северу и северо-западу. Эта приподнятость определила границу предельного распространения нижнеантропогеновых ледников.

Моренные отложения первого нижнеантропогенового (белорусского) оледенения встречаются относительно редко и в основном приурочены к отрицательным формам доантропогенового рельефа. Залегание подошвы и кровли морены подчеркивает основные черты предледниковой гидрографической сети. Подошва морены очень неровная. Она залегает на уровне от 94—80 *м* ниже уровня моря в районе Чашников и Гродно до 120 *м* выше уровня моря в районе Могилева. Кровля морены уже более выположена в основном за счет увеличения мощности морены (60 *м* в древней долине Днепра у дер. Копысь).

Ледниковый покров второго нижнеантропогенового (окского) оледенения распространялся на бóльшую часть территории республики. Предельная полоса его краевых образований, судя по увеличению мощ-

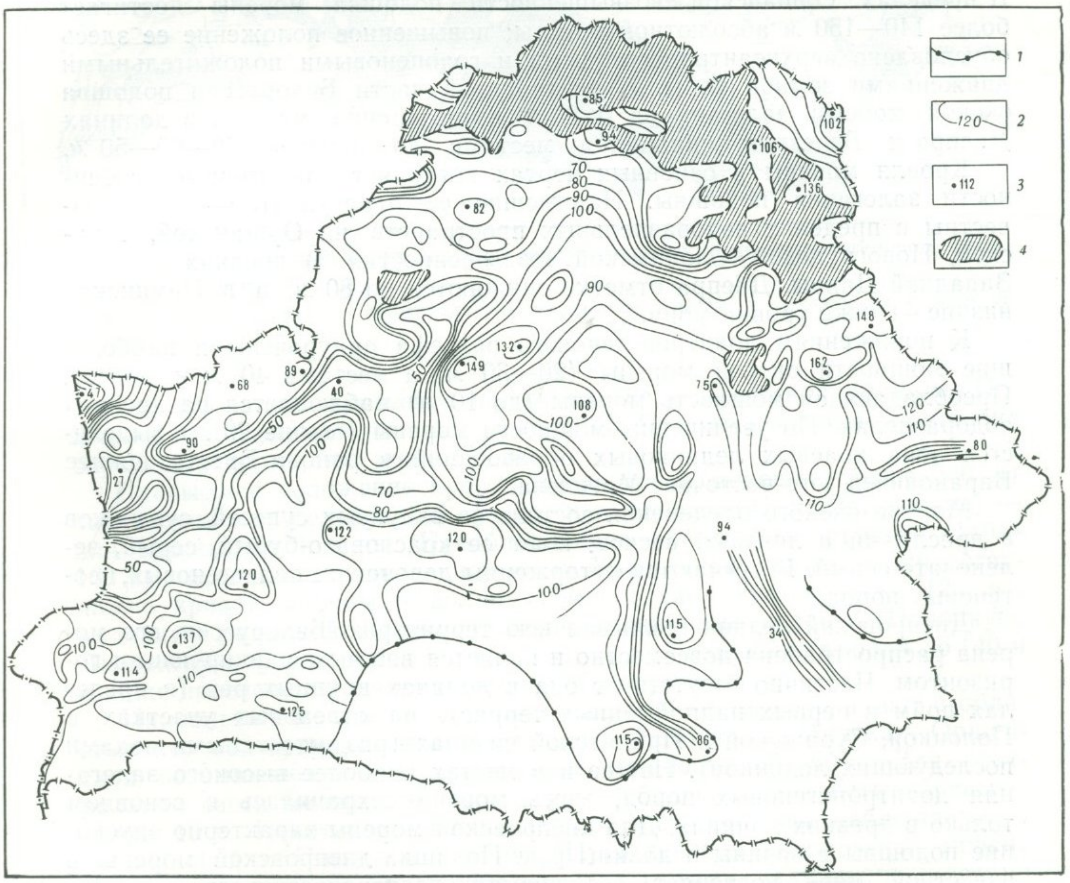


Рис. 1. Гипсометрическая карта подошвы морены второго нижнеантропогенового (окского) оледенения

1 — граница предельного распространения ледника; *2* — изогипсы; *3* — скважина и абсолютная отметка подошвы морены; *4* — участки, на которых отсутствует морена

ностей морены, прослеживается вдоль северного склона Украинского кристаллического массива. По долине Днепра ледник продвигался к югу. В этой долине на широте городов Жлобин и Речица скважинами вскрыт маломощный (до 2 *м*) горизонт морены.

Моренные отложения окского оледенения широко распространены (рис. 1). Отсутствует она местами лишь на севере и северо-востоке в пределах верхнеантропогеновых озерно-ледниковых котловин (Полоцкой, Дисненской, Лучесинской) и на отдельных участках повышенных водоразделов (Городокская, Оршанская возвышенности, севернее Могилева), где она подверглась размыву и ледниковой экзарации в более позднее время и сохранилась лишь в отдельных понижениях. Сплошное распространение имеет морена в центральной части республики.

Гипсометрическое положение морены окского оледенения тесно связано с плиоцен-раннеантропогеновым рельефом и в основном повторяет его. Так, наиболее низкие абсолютные отметки подошвы характерны для северо-запада Белоруссии — 70—80 *м* абсолютной высоты в районе нас. пунктов Браслав, Поставы, Глубокое, Докшицы; в пределах Неманской низины — 30—40 *м*, Наревской — 20 *м*, Чашникской — 27 *м* выше уровня моря. На 19 *м* ниже уровня моря находится подошва морены в районе г. Полоцка, а в Неманской низине северо-западнее Гродно она расположена на отметке 49 *м* ниже уровня моря. В пределах Оршанской возвышенности подошва морены достигает более 140—150 *м* абсолютной высоты; повышенное положение ее здесь обусловлено верхнеантропогеновыми и голоценовыми положительными движениями земной коры. В центральной части Белоруссии подошва окской морены залегает на 120 *м* выше уровня моря, а в долинах Днепра и Березины снижается местами до отметок 70—60—50 *м*.

Кровля морены в основных чертах повторяет характерные особенности залегания подошвы. Наивысшие ее отметки (150—170 *м*) известны в пределах водораздельных пространств на Оршанской, Минской, Новогрудской, Слонимской возвышенностях. В древних долинах Западной Двины, Днепра отметки снижаются до 80 *м*, а в Неманской низине — ниже уровня моря.

К понижениям доантропогенового рельефа приурочены и наибольшие мощности окской морены (20—30 *м*, а местами 40 *м* и более). Преобладающая мощность морены (до 10 *м*) наблюдается на древних водоразделах. По увеличению мощности морены (свыше 20 *м*) выделяется зона краевых ледниковых образований в районе Бреста, южнее Барановичей, юго-восточнее Могилева.

Морена окского оледенения состоит из валунных супесей, суглинков с прослоями и линзами песков. Цвет ее красновато-бурый, серый, зеленовато-серый. Встречаются отторженцы девонских, палеогеновых, неогеновых пород.

Днепровский ледник покрывал всю территорию Белоруссии, его морена распространена повсеместно и является важным маркирующим горизонтом. Частично отсутствует она в долинах крупных рек (в пределах пойм и первых надпойменных террас), на отдельных участках в Полоцкой, Суражской и Припятской низинах (размыта талыми водами последующих ледников). Нет ее и в местах наиболее высокого залегания доантропогеновых пород, здесь морена сохранилась в основном только в древних долинах. Для днепровской морены характерно опускание подошвы в низины и долины рек. Подошва днепровской морены в известной мере повторяет особенности доантропогенового рельефа. Наивысшие абсолютные отметки ее приурочены к Оршанской и Минской возвышенностям (свыше 180 *м*), что связано с более поздними поднятиями этих участков; наименьшие (ниже 10 *м*) — к Неманской низине. Повышенное залегание (свыше 130—140 *м*) имеет подошва морены в пределах Белорусской гряды, на Городокской возвышенности.

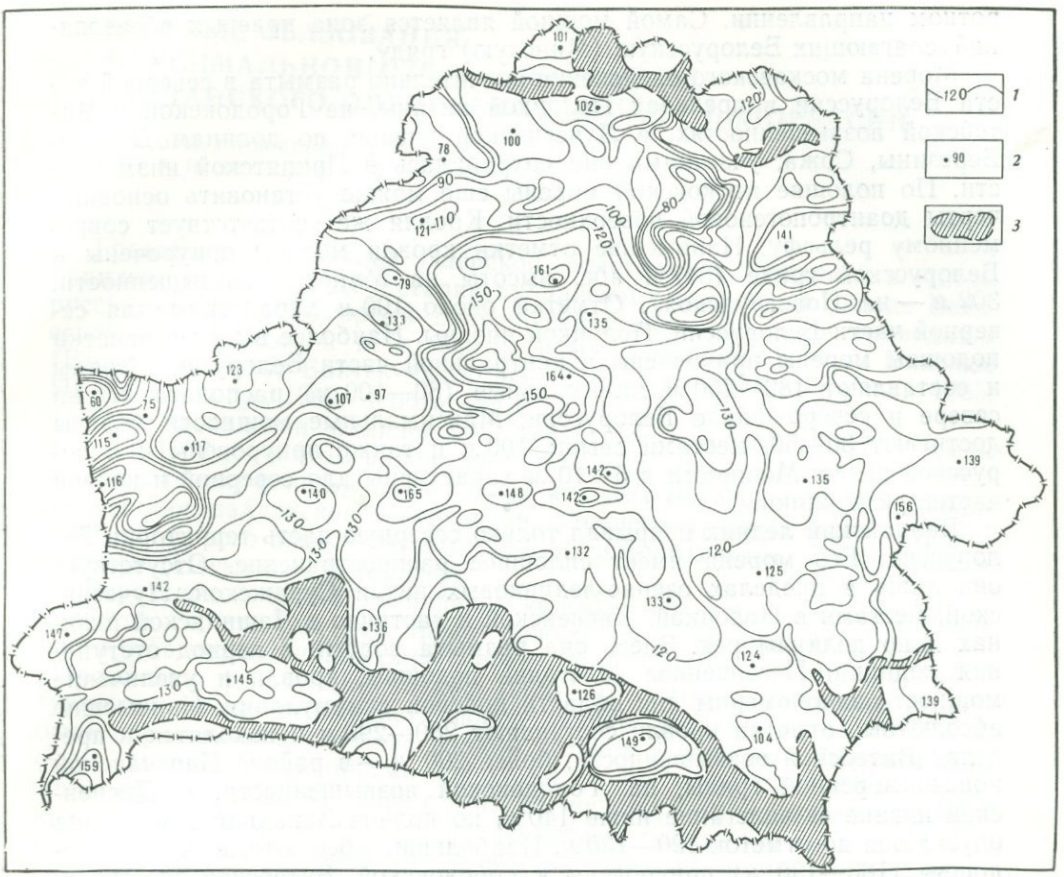


Рис. 2. Гипсометрическая карта подошвы морены первого среднеантропогенового (днепровского) оледенения

1 — изогипсы; *2* — скважина и абсолютная отметка подошвы морены; *3* — участки, на которых отсутствует морена

Таково же гипсометрическое положение ее в Брестской впадине, Полоцкой и Дисненской низинах (рис. 2). В Припятской низменности она опускается до отметок ниже 130 *м*.

Наивысшее положение кровли днепровской морены (свыше 200 *м*) характерно для Белорусской гряды, наименьшее (41 *м* абс. высоты) — для Неманской низины. Преобладающие абсолютные отметки (140—160 *м*) имеет она в центральной части Белоруссии. Наблюдается погружение кровли морены в долину Немана (до отметок ниже 120 *м*), в долину Западной Двины и озерно-ледниковые низины (Полоцкую, Дисненскую, Суражскую) — от 120 до 70 *м*. Понижение кровли до 140 *м* и ниже прослеживается по Березине, Днепру, Сожу.

Наибольшие мощности морены (свыше 30—40 *м*) совпадают с областью краевой ледниковой аккумуляции (Ошмянская, Минская, Оршанская возвышенности). Максимальные мощности 50—60 *м*. Для центральной части Белоруссии характерны небольшие мощности морены — менее 10 *м*. Некоторое увеличение мощности морены наблюдается в Чашникской и Полоцкой низинах. Представлена днепровская морена коричневато-серыми, красно-бурыми или серыми валунными супесями и суглинками, вскрывается она в обнажениях в долинах рек.

Московский ледник не распространялся южнее территории Белоруссии и его краевые образования в виде четырех зон (Полесской, Копыльской, Минской, Ошмянской) пересекают площадь республики в ши-

ротном направлении. Самой мощной является зона краевых образований, слагающих Белорусскую (Минскую) гряду.

Морена московского оледенения значительно размыта в северной части Белоруссии в пределах Полоцкой низины, на Городокской и Витебской возвышенностях, в Лучесинской низине, по долинам Днепра, Березины, Сожа, участками она сохранилась в Припятской низменности. По подошве московской морены еще можно установить основные черты доантропогеновой поверхности. Кровля же соответствует современному рельефу. Наивысшие отметки кровли морены приурочены к Белорусской гряде (347 *м* абс. высоты на Минской возвышенности, 302 *м* — на Новогрудской). Отметки около 100 *м* характерны для северной части Белоруссии, Полоцкой низины. Наиболее высокие отметки подошвы морены приурочены к центральной части Белорусской гряды и составляют 180—200 *м*, минимальные (80—100 *м*) располагаются на севере и северо-западе Белоруссии. Максимальные мощности морены достигают 30—50, местами свыше 100 *м* и также приурочены к Белорусской гряде. Мощности в 5—10 *м* характерны для северной и южной частей республики.

Валдайский ледник покрывал только северную часть территории Белоруссии. Его морена имеет сплошное распространение. Отсутствует она лишь в пределах озерно-ледниковых низин Суражской, Лучесинской, местами в Полоцкой, Дисненской и частично в Чашникской низинах и по долинам рек. Здесь она размыта водами в период отступания ледника. Повышенное залегание подошвы, кровли и увеличение мощности закономерны для области краевой аккумуляции. Наивысшие абсолютные отметки кровли составляют 280—290 *м* и находятся в пределах Витебской возвышенности, более 200 *м* — в районе Нарочанской конечноморенной гряды, на Городокской возвышенности. В Дисненской низине ее залегание ниже 140 *м*, по долине Западной Двины она опускается до отметок 120—130 *м*. Наибольшие абсолютные отметки подошвы (180—190 *м*) приурочены к Городокской, Витебской возвышенностям. Значительные мощности характерны для конечноморенного рельефа Нарочанской гряды, у Лукомльского озера. В Полоцкой, Чашникской, Дисненской низинах мощности морены обычно менее 10 *м*.

Из вышесказанного можно сделать вывод, что основными закономерностями в гипсометрическом залегании моренных горизонтов на территории Белоруссии являются следующие.

1. Условия залегания, мощность и строение моренных отложений определяются характером доантропогеновой поверхности, которая отражает структурно-тектонические особенности территории Белоруссии и новейшие движения земной коры. Доантропогеновый рельеф определил продвижение ранне- и среднечетвертичных ледников. Белорусский ледник двигался по сильно расчлененному плиоцен-раннеантропогеновому рельефу, и его морена сохранилась в основном в древних речных долинах и западинах. Морена последующих оледенений распространялась почти повсеместно. На отдельных участках она уничтожена процессами ледниковой аксарации и последующим размывом.

В пределах положительных структур наблюдается повышенное залегание кровли и подошвы морен и частое выпадение из разреза нижних горизонтов морен. В отрицательных структурах — относительно пониженное залегание моренных отложений и увеличение их мощности.

2. Наблюдается опускание подошвы и кровли морен в низины и долины рек.

3. Наибольшие мощности морен в котловинах и речных долинах 200—300 *м*. Более значительные мощности морен на севере и меньшие — на юге. Увеличение мощности морен характерно для зон краевой аккумуляции ледников, благодаря чему можно восстановить предельную границу продвижения и стадии отступания ледников.

КРАЕВЫЕ ОБАЗОВАНИЯ МАКСИМАЛЬНОЙ(ОЗЕРСКОЙ) СТАДИИ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗАПАДА БЕЛОРУССИИ

В. И. ПАСЮКЕВИЧ, Л. Н. НЕЛИПОВИЧ,
Р. И. ЛЕВИЦКАЯ, А. Д. СЕМЕНЮК

Граница максимальной (озерской, бологовской, грудаской в Литве, бранденбургской в ГДР) стадии валдайского ледника на западе Белоруссии в настоящее время большинством исследователей проводится севернее г. Гродно к н. п. Озеры и на северо-восток к г. Вильнюс (Басаликас, 1965; Вайтекунас, 1965; Вознячук, 1961; Заррина, 1965; Пасюкевич и др., 1966, Чеботарева и др., 1965).

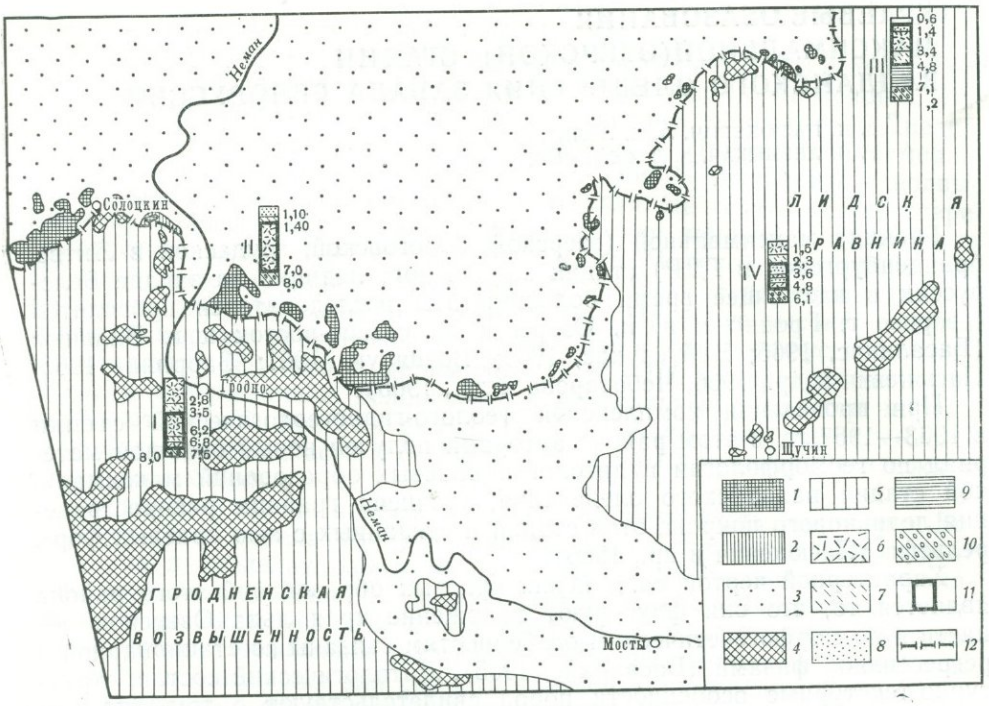
При проведении комплексной геолого-гидрогеологической съемки в 1963—1967 гг. в этом районе авторами получен новый большой материал по геоморфологии и литологии краевых образований максимальной стадии валдайского оледенения, уточнена граница распространения ледникового покрова этой стадии и связанных с нею краевых форм рельефа (Пасюкевич и др., 1966).

Характерной чертой валдайских краевых образований этого района является то, что они фиксируют положение края льда Озерской лопасти и по морфогенетическим особенностям связаны со стационарной и регрессивной фазами (Басаликас, 1965). Литологический состав, структурно-текстурные особенности пород свидетельствуют о том, что они были образованы в условиях водных потоков и водоемов. Формы рельефа, слагаемые указанными породами, характерны для образований зоны мертвого льда. В связи с этим мы их рассматриваем как камовые краевые формы рельефа. Они подчеркивают положение края ледниковой лопасти, располагаясь вдоль него отдельными холмами, грядами и довольно значительными по площади массивами. Отсутствие краевых форм на отдельных участках южнее н. п. Озеры, дер. Беньки и в других местах связано, вероятно, с более поздним размывом.

Ниже приводится краткая характеристика валдайских краевых образований в направлении с запада на восток.

К юго-западу и востоку от н. п. Сопоцкин наблюдается хорошо выраженный холмистый камовый рельеф (рисунок). Высота холмов достигает 10—15 *м*, склоны крутые (10—15°), вершины выпуклые. Сложены холмы мелко-, средне- и крупнозернистыми песками с прослоями и линзами песчано-гравийного материала. Слоистость песков косая, облекающая, четко выраженная. Некоторые холмы имеют моренный чехол. Камовый рельеф прислонен к почти отвесному уступу высотой 20—25 *м* московской вторичной моренной равнины.

Западнее дер. Чещевляны ясно выражены в рельефе отдельные обособленные холмы. Высота их изменяется от 5 до 8—10 *м*, склоны крутые (20—30°), вершины выпуклые, куполообразные. В межхолмных понижениях расположены многочисленные блюдцеобразные термокарстовые западины с четко выраженными бортами и заболоченными днищами. Сложены холмы разнозернистыми слоистыми песками, среди которых изредка встречаются линзы и прослои песчано-гравийного материала. Южнее описанных форм рельефа прослеживается московская вторичная моренная равнина и холмисто-увалистый конечноморенный рельеф Гродненской возвышенности. Поверхность московского рельефа на 10—15 *м* возвышается над общей поверхностью валдайских краевых образований. Обращает на себя внимание совершенно иной характер среднеплейстоценового рельефа. Повышения имеют увалообразную форму, сглаженные вершины и выположенные склоны. Камы имеют расплывчатые очертания. Разделяются повышения многочисленными дену-



Положение границы валдайского оледенения на западе Белоруссии

Валдайский рельеф: *1* — камы и озы; *2* — моренная равнина; *3* — водно-ледниковая и аллювиальная равнина. Московский рельеф: *4* — холмисто-увалистый конечноморенный и камы; *5* — вторичная моренная равнина. Опорные разрезы: *6* — торф, гиттия; *7* — супесь тонкая; *8* — песок; *9* — глина; *10* — супесь валунная; *11* — муравинские отложения; *12* — граница валдайского оледенения.
Разрезы муравинских отложений: *I* — Грандичи; *II* — Руссота-Солохи; *III* — Курки; *IV* — Псярцы

дационными ложбинами, днища которых усеяны валунно-галечным материалом.

Четко выражены краевые образования озерской стадии в районе дер. Казимировка. Они характеризуются «свежестью» форм, сложенных слоистыми разнозернистыми песками, отсутствием валунного материала на поверхности, наличием многочисленных замкнутых термокарстовых западин. Конечноморенные образования Гродненской возвышенности, прослеживающиеся с юго-запада и запада, имеют относительное превышение над вышеописанными камами до 15—20 *м*.

Наиболее четко краевые образования валдайского ледника выражены юго-западнее н. п. Озеры, где они представлены так называемой Озерской дугой, возвышающейся в отдельных точках на 25—30 *м* над прилегающей водно-ледниковой равниной. Для этого района характерен холмисто-грядовый западинный рельеф с очень «свежими» и ясно выраженными формами. Высота отдельных холмов и гряд достигает 10—15 *м*, иногда 20—25 *м* (Лисья Гора, Сыпаная Гора), крутизна склонов 15—25°. Холмы иногда располагаются цепочками и, сливаясь основаниями, образуют грядообразные возвышения с волнистыми гребнями. В межхолмных понижениях часто встречаются заболоченные или занятые небольшими зарастающими озерами термокарстовые западины. Во внутренней части Озерской дуги расположено обширное округлой формы заболоченное понижение, выполненное валдайскими озерно-ледниковыми и современными отложениями, образовавшееся, вероятно, на месте «законсервированной» огромной глыбы льда.

Краевые образования Озерской дуги сложены песками разнозернистыми, полевошпатово-кварцевыми, слоистыми. Слоистость косая, гори-

зонтальная, обусловленная чередованием прослоев и прожилков песка различного гранулометрического состава и сортированности. Гравийно-галечные и песчано-гравийные отложения обычно плащеобразно облекают холмы, мощность их не превышает 3,0 *м*. В ряде случаев на камовых холмах встречаются участки моренного чехла (деревни Пундишки, Рыдзели, северо-западнее оз. Рыбница и т. д.). Несколько севернее дер. Тобола верхняя часть разреза камовых образований представлена жирными безвалунными глинами мощностью до 5 *м*. Вероятно, мы здесь имеем дело с лимнокамами. Мощность осадков краевых образований этого района достигает 20—25 *м*, а иногда и 40 *м*.

Далее на восток и северо-восток, вдоль северо-западного склона Лидской равнины, граница валдайского оледенения подчеркивается группами камовых холмов и одиночными камами у деревень Лозы, Щенец, Роганичи, Головцы, Куцый Лес, Беньки, Мигдалы, Провожа. В большинстве случаев камовые холмы расположены на некотором удалении от уступа Лидской равнины и очень четко выражены в рельефе. Одиночные куполообразные повышения высотой до 5—6 *м*, имеющие выпуклые вершины и крутые склоны, иногда целые цепочки и небольшие массивы таких холмов поднимаются над однообразной сглаженной поверхностью водно-ледниковой или моренной равнины. В том случае, когда камовые холмы прислонены к уступу Лидской равнины (деревни Якубовичи, Головцы), сложенной моренными отложениями московского оледенения, они выражены в рельефе значительно слабее. Особенно это отмечается со стороны равнины. В районе дер. Головцы камовые образования слагают наряду с отдельными холмами неширокие (до 25—30 *м*) террасы вдоль уступа Лидской равнины. Сложены камовые холмы и террасы песками различного гранулометрического состава, реже песчано-гравийным материалом. Иногда на холмах (дер. Лозы) присутствует чехол моренной супеси мощностью до 1,9 *м*.

Общность геологического строения, геоморфологических особенностей и положения в пространстве (гипсометрические уровни и т. д.) камовых образований, прислоненных с севера к Гродненской возвышенности, с камами Озерской дуги и расположенными у северо-западных склонов Лидской равнины позволяет считать, что их образование происходило одновременно, в период максимальной (озерской) стадии валдайского оледенения. Они подчеркивают положение Озерской лопасти ледника при его максимальном продвижении на юг.

Южнее полосы описанных краевых образований отмечается наличие разрезов муравинских межледниковых отложений, не перекрытых мореной (деревни Грандичи, Псярцы, Курки). Разрезы Псярцы и Курки уже были описаны (Пасюкевич и др., 1966). В Грандичах муравинские отложения, представленные торфом, тонкой супесью и гиттией, вскрыты в интервале 3,5—7,5 *м*. Перекрыты они современными болотными и валдайскими озерными отложениями. Подстилаются муравинские осадки моренной супесью московского ледника. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, построенная по результатам выполненных В. Палазник анализов, интерпретируется однозначно. Она полностью соответствует эталонным диаграммам муравинских отложений. Снизу вверх четко прослеживаются следующие зоны (по Л. Н. Вознячуку): I — березы, II — сосны, III — дуба и лещины, IV — липы, ольхи и лещины, V — граба, VI — ели и VI — сосны. Максимум лещины достигает 115%.

Севернее границы валдайского оледенения в дер. Руссота-Солохи встречены муравинские отложения, перекрытые мореной. Представлены они торфом, переслаивающимся с гиттией. Мощность отложений до 5,6 *м* (интервал 1,4—7,0 *м*). Верхняя (валдайская) морена представлена серой валунной супесью мощностью 0,3 *м*, перекрытой флювиогляциальными и современными отложениями. Залегают муравинские отложения

на морене московского оледенения. По спорово-пыльцевой диаграмме межледниковых отложений (анализы В. Палазник) пыльцевые зоны выделить не представляется возможным, так как нет четкой последовательности чередования максимумов широколиственных пород. Содержание пыльцы дуба достигает 5,5%, липы — 10,8%, граба — 76,5%. Одновременно кульминируют орешник (54,4%) и ольха (20,6%). Подобный состав пыльцы широколиственных пород позволяет отнести описанные отложения к муравинским.

Морфология краевых образований, строение и особенности литологического состава указывают на своеобразные условия их формирования. Маломощный валдайский ледник продвинулся по довалдайской депрессии до широты н. п. Озеры. Лидская равнина и Гродненская возвышенность, возвышающиеся над депрессией и испытывающие довольно значительное неотектоническое поднятие, послужили орографическим препятствием на пути движения ледниковой лопасти. Лед заполнил многочисленные ложбины и понижения, расчленяющие склоны Гродненской возвышенности и Лидской равнины, а их выступы оказались как бы впаянными в валдайский ледник. Сравнительно ровная поверхность, по которой двигался лед, его малая мощность, а в связи с этим слабая активность не позволили создать более мощных краевых образований.

Вероятно, в относительно непродолжительное время произошло изменение климатических условий (повышение температуры, ухудшение условий питания и т. д.), приведшее к отступанию ледника. В краевой зоне вдоль Лидской равнины и Гродненской возвышенности образовались поля мертвого льда, разбитого сетью трещин, ниш и проталин. Талые воды отступающего ледника приносили огромное количество обломочного материала, заполняющего пустоты среди мертвого льда. Этим материалом заносились отдельные глыбы льда, на месте которых впоследствии образовались понижения. При окончательном стаивании мертвого льда водно-ледниковые осадки, заполнившие пустоты во льду, были перекрыты моренными супесями или песчано-гравийным и гравийно-галечным материалом. Они образовали холмообразные формы рельефа, как правило, не имеющие определенной ориентировки в пространстве. Сформировался холмисто-западинный камовый рельеф, характерный для краевой зоны валдайского ледника на западе Белоруссии.

ЛИТЕРАТУРА

Басаликас А. Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии (в свете новых данных геоморфологического изучения территории Литвы).— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Вайтекунас П. П. Стадиальность последнего оледенения в южной Прибалтике и структурно-фациальные особенности стадиальных и межстадиальных образований.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии.— Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.

Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Пасюкевич В. И., Левицкая Р. И., Семенюк А. Д. К вопросу о границе валдайского оледенения на западе Белоруссии.— Докл. АН БССР, 1966, т. X, № 9.

Чеботарева Н., Фаустова М., Вайтекунас П., Девятова Э. Граница валдайского оледенения и краевые образования максимальной (бологовской) стадии.— В кн. «Последний европейский ледниковый покров». М., «Наука», 1965.

СТАДИАЛЬНЫЕ ПОЛОСЫ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МОСКОВСКОГО И ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ

Е. А. ИЛЬИН, Е. П. МАНДЕР

На территории Белоруссии полосы краевых ледниковых образований выделялись и описывались неоднократно. Значительный вклад в их изучение внесли А. Б. Миссуна, Д. Н. Соболев, С. Воллосович, В. Околович, Б. Галицкий, И. В. Даниловский, А. А. Алейников, Г. Ф. Мирчинк, Т. М. Микулина, А. М. Жирмунский, С. А. Яковлев, И. И. Родионов, В. Н. Сакс, Е. В. Шанцер, М. М. Цапенко, В. А. Дементьев и другие исследователи. Большой фактический материал по строению и морфологии краевых образований был собран в последние годы в процессе геологической съемки сотрудниками Белорусского геологического управления. Разработке генетической классификации краевых ледниковых образований значительное внимание уделялось в тематике сектора четвертичной геологии Института геологических наук в г. Минске (Ильин, 1965).

Данная статья является новой попыткой выделения и описания стадиальных полос краевых ледниковых образований на всей территории республики. Весь собранный в последние годы обширный фактический материал сведен и заново интерпретирован на прилагаемой карте краевых образований и приледниковых озер. Краевые образования Белоруссии сформированы в основном деятельностью двух оледенений: московского и валдайского, хотя, очевидно, и предшествующие оледенения, особенно днепровское, сыграли определенную роль в их образовании.

Выделяются четыре полосы московских краевых ледниковых образований, соответствующие четырем стадиям московского оледенения: полесская, копыльская, минская и ошмянская. В области распространения валдайского оледенения московских краевых образований, выраженных в современном рельефе, не описано, однако можно предполагать, что они присутствуют в цоколях некоторых более молодых ледниковых возвышенностей. Стадиальных зон краевых образований валдайского возраста мы выделяем три: оршанскую, мядельскую и браславскую (рисунок).

Краевые образования полесской стадии московского оледенения имеют островной характер. Они расположены на огромной территории Полесской и Приднепровской низменностей. Наиболее крупной конечно-моренной грядой является Мозырская. Ледниковые отложения на этой территории претерпели значительный размыв в московское и валдайское время. Однако мы полагаем, что современное фрагментарное распространение краевых образований в общем является первичным и что эта территория не имела выдержанных повсеместно горизонтов морен, так как они здесь не были образованы. В значительной степени из-за этого трудно установить истинное положение края московского оледенения во время максимального его распространения. Можно предполагать, что ледник достигал северных склонов Украинского щита как естественной преграды. Но современная предельная граница распространения московской морены расположена севернее. Ее положение удалось установить на основании изменения содержания и петрографического состава галечной фракции морен (Ильин, 1969). В московской морене Белорусской гряды среднее содержание гальки (10—100 *мм*) составляет около 3,5%, а в той же морене северной части Полесья — около 3%. Днепровская морена распространена в южной части Полесья и на Приднепровской низменности. Ее насыщенность галькой примерно вдвое ниже, чем у московской морены. Весьма значительны различия

этих морен по петрографическому составу. В московской морене содержание известняков и доломитов составляет 55—60% от объема всей галечной фракции. И хотя количество карбонатов в ней уменьшается в направлении с севера на юг, оно остается значительным до самого южного предела распространения московской морены. В днепровской морене в половине отобранных на большой территории проб в псефитовых фракциях совсем не содержалось карбонатного материала, в остальных — его содержание не превышало 5—15%. Эти отличительные признаки днепровской морены связаны, с одной стороны, с особенностями питающей провинции во время ее отложения, с другой — с большей перетертостью обломочного материала, заключенного в ее толще. Южная граница московской морены на территории Полесья проходит севернее Загородья, у оз. Червоное огибает с юга Мозырскую гряду и идет на северо-восток к устью Березины, дальше протягивается вдоль Днепра примерно до Жлобина, а затем — на восток-северо-восток по направлению к Рославлю.

Расположенная к северу от Полесья и Приднепровской низменности территория по распространению и общему габитусу московских краевых образований подразделяется на две примерно равные половины: западную и восточную. В западной половине находится серия дугообразно изогнутых, морфологически хорошо выраженных и смыкающихся под разными углами цепей краевых образований, принадлежащих копыльской, минской и ошмянской стадиям. В восточной половине в общем сохраняется островной характер краевых образований, свойственный максимальной (полесской) стадии. Но морфологически более молодые краевые образования выражены лучше, а горизонты морен распространены здесь почти сплошь.

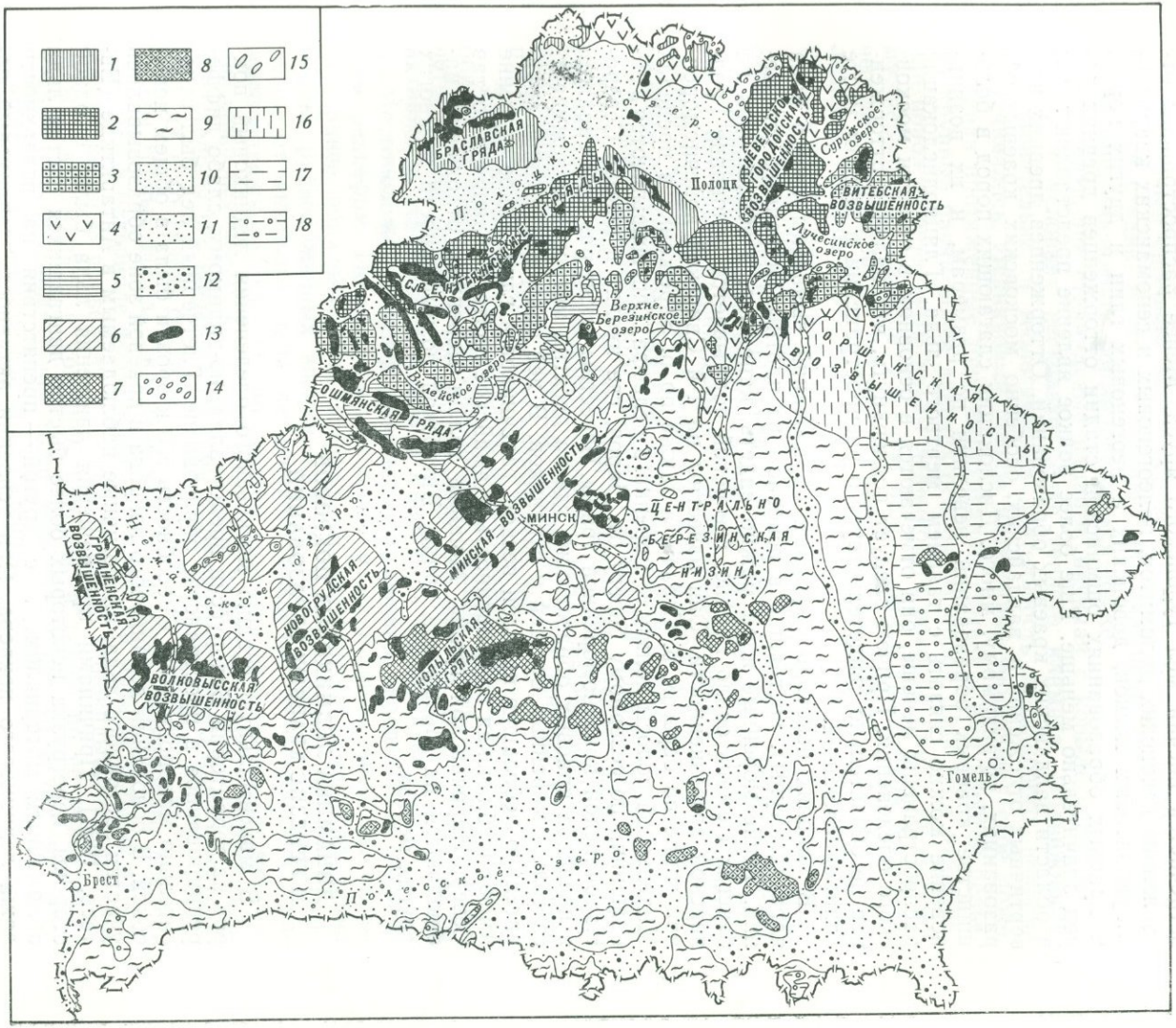
В области валдайского оледенения наблюдается в общем сходное распространение краевых образований. Для максимальной (оршанской) стадии на всей территории севера и северо-запада Белоруссии свойственно островное расположение краевых ледниковых образований. В мядельскую и в меньшей степени в браславскую стадии на западной половине территории образуются гряды краевых образований, значительно уступающие по размерам московским, на восточной образуются крупные островные возвышенности.

Первичный ледниковый рельеф краевых образований московского возраста видоизменен последующими процессами размыва и аккумуляции. В пределах более молодых поясов московских краевых образований сохранились крупные замкнутые и полузамкнутые котловины; на общем фоне возвышенностей доминируют отдельные крупные холмы. На водоразделах встречаются участки неплохо выраженного холмисто-западинного рельефа. Все это реликты первичного ледникового рельефа.

На территории валдайского оледенения первичный ледниковый рельеф краевых образований неодинаков для разных стадий. Комплекс форм третьего и четвертого порядков на возвышенностях оршанской стадии представляет сочетание округлых и удлиненных холмов, иногда очень высоких и крутосклонных. Между ними расположены прямолинейные или чаще сложно изогнутые в плане долинообразные понижения, а также разных размеров котловины (иногда с озерами) или западины. Это характерно, в частности, для Островецкой возвышенности.

Краевые образования мядельской и браславской стадий отличаются холмисто-котловинным и грядово-рытвинным рельефом. Однако здесь имеются участки увалисто-ложбинного рельефа, причем они нередко бывают окружены зонами «свежего» рельефа. Озера особенно характерны для краевых образований браславской стадии.

Внутреннее строение краевых ледниковых образований изучено пока недостаточно. Прежде всего это относится к крупным формам. Довольно



Краевые ледниковые образования и приледниковые озера Белоруссии

Краевые образования валдайского возраста: *1* — браславская стадия; *2* — мядельская стадия; *3* — оршанская стадия; *4* — зандровые равнины. Краевые образования московского возраста: *5* — ошмянская стадия; *6* — минская стадия; *7* — копыльская стадия; *8* — полесская стадия; *9* — зандровые равнины. Приледниковые озера и речные долины валдайского возраста: *10* — браславской стадии; *11* — мядельской и браславской стадий; *12* — оршанской, мядельской и браславской стадий. Отдельные формы рельефа: *13* — наиболее высокие гряды и холмы; *14* — камовые массивы и холмы; *15* — озовые гряды; *16* — районы распространения лёссовидных пород; *17* — вторичная моренная равнина московского возраста; *18* — то же, днепровского возраста

детально исследованы лишь верхние 5—10 *м* слагающей их толщи пород. Строение, текстуры и состав внутренних частей краевых образований известны в основном по разрезам скважин, часто не очень многочисленным, и лишь в небольшой степени по естественным обнажениям. Многие из крупных форм рельефа более чем наполовину, а большинство мелких почти полностью построены из водно-ледниковых отложений. Моренные супеси и суглинки имеют подчиненное значение. Очень распространены разнозернистые пески с гравием и галькой, несколько реже — песчано-гравийно-галечные отложения, а также более или менее сортированные средние, мелкие и тонкие пески. Еще реже можно встретить прослои и линзы алевритов и глин. В краевых образованиях копыльской и минской стадий московского оледенения заключено большое количество отторженцев древних пород, среди которых чаще других встречается писчий мел туронского яруса. Менее распространены отторженцы девонских доломитов, палеогеновых и сеноманских кварцево-глауконитовых песков, девонских и неогеновых глин и других пород. В краевых образованиях ошмянской стадии отторженцев древних пород значительно меньше. Еще более редкое явление представляют они в области валдайских краевых образований. Отторженцев древних четвертичных отложений в валдайских, особенно московских краевых образованиях, по-видимому, много. Дислокации слагающих пород в большинстве краевых образований невелики по размерам, и их возникновение можно связать с таянием мертвого льда. Гляциодислокации распространены меньше, они отмечаются в основном в области московского оледенения. Причем следует подчеркнуть, что наличие отторженцев не обязательно свидетельствует о распространении в данном месте гляциодислокаций.

В цоколях некоторых краевых образований выявлены своего рода ядра (выступы), состоящие в основном из плотных моренных отложений. Такие моренные ядра можно видеть, например, в обнажениях на берегах Немана около Гродно, где рекой подмывается основание Гродненской возвышенности. Они известны на 1-й Свирской конечноморенной гряде по берегам р. Страча, а также по р. Зарежанка в пределах Мядельской полосы холмисто-моренного рельефа. Они вскрываются в обнажениях по северному берегу оз. Нароч, где входят в цоколь Северо-Нарочанской конечноморенной гряды. Известны также разрезы скважин в пределах краевых образований, где на десятки метров прослеживается толща моренных супесей и суглинков. В ней содержатся лишь сравнительно небольшие прослои песков, галечников и глин. Такое строение имеют Кубличская возвышенность, Камайское плато, входящее в состав Северо-Нарочанской гряды. Мощные толщи моренных отложений наблюдаются на Мозырской гряде, Витебской возвышенности и многих других местах.

ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ И ГЕНЕЗИС КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В максимальную стадию московского оледенения ледниковый покров на территории Белоруссии представлял, по-видимому, слабо дифференцированное в пространстве образование. Глетчерный лед был относительно малоподвижен. Способность его к эрозии была в общем невысокой. В основании ледникового покрова в краевой зоне образовывались участки застойного льда, аналогичные наблюдаемым в Антарктиде (Евтеев, 1964). Причинами прекращения движения льда были, с одной стороны, перегрузка некоторых более быстро двигавшихся частей льда обломочным материалом, а с другой — препятствия на поверхности ложа ледникового покрова. При усилении активности ледниковый по-

кров вместе со своей мореносодержащей толщей мог перетекать через возникшее препятствие, не разрушая его.

Совершенно очевидно, что при дегляциации на данном участке должно было возникнуть накопление морены примерно вдвое большее, чем на соседних участках. Так возникало ядро будущей моренной возвышенности. К тому же при дегляциации лед на этом участке вследствие растрескивания таял энергичнее, поверхность его понижалась быстрее, с соседних ледяных склонов в депрессию сносился вытаивающий материал морены. В последующие надвиги ледника процесс повторялся, возможно даже с увеличением масштаба, и ледниковая возвышенность в своем росте обгоняла прилегающие участки. Со временем ледниковый покров уже не мог перекрывать увеличивающуюся в высоту возвышенность. Тогда он наращивал ее с боков, формируя обрамление из более молодых краевых образований.

Описанным способом могли образоваться островные возвышенности полесской стадии. В эту же стадию были заложены ядра краевых образований, в основном формировавшихся позже.

Последующие стадиальные надвиги, начиная с копыльского, происходили в условиях несколько более теплого климата. Подвижность, а следовательно, и геологическая деятельность ледникового покрова увеличивались. Ледниковый покров интенсивно эродировал свое ложе, создавая протяженные зоны выпахивания, срывая с выпуклостей рельефа крупные пачки более древних осадочных пород. При этом разрушение пород фронтальным краем ледникового покрова имело, по-видимому, небольшое значение. Главную роль скребка, аналогично Антарктическому ледниковому покрову (Евтеев, 1964), играло само основание ледника, которое двигалось, как жесткое тело, в результате скольжения по плоскостям внутренних разрывов.

В рецессионные стадии московского оледенения, начиная с копыльской, на территории Белоруссии происходила резкая пространственная дифференциация ледникового покрова по динамическим свойствам. Возникла мощная Западно-Белорусская ледниковая лопасть, отличавшаяся значительными скоростями движения. Она контрастировала с менее подвижным ледниковым покровом восточной части республики.

Динамика ледникового покрова определяла процесс формирования краевых образований. В западной половине Белоруссии по краю лопасти образуются дугообразно изогнутые, почти непрерывные цепи краевых образований. В восточной половине идет процесс наращивания ранее заложенных островных возвышенностей.

Западно-Белорусская лопасть использовала для своего продвижения обширное понижение, приуроченное к системе долин, врезанных в дочетвертичные породы до абсолютных отметок 50—0 *м*. Наибольшую активность эта лопасть имела в минскую и ошмянскую стадии.

Местоположение цепей краевых образований определялось подледным рельефом. По-видимому, узловые участки цепей были заложены над ранее образованными островными возвышенностями. Ряд таких близко расположенных возвышенностей мог послужить линией отчленения от активного тела ледникового покрова периферической зоны малоподвижного льда. На возникшем контакте начиналось формирование конечных морен, которые постепенно надстраивались с проксимальной стороны все новыми порциями мореносодержащего льда и вытаявшей из него грязи, содержавшей псефитовые обломки и даже отторженцы горных пород. Динамический напор края ледникового покрова создавал в материале формирующейся конечной морены сильные напряжения, которые приводили к изгибу, разрыву, опрокидыванию пластов. Между краем льда и конечной мореной, а также по ее поверхности и внутри включенных в нее толщ льда текли потоки талых вод, сортировавших вытаявший изо льда материал.

При последующем потеплении климата краевая часть ледникового покрова в тылу конечной морены становилась тоньше и прекращала движение. Проксимальная сторона этой «застойной» зоны являлась препятствием для активного льда, и здесь закладывалась следующая полоса краевых образований. Процесс формирования предыдущей полосы краевых образований в это время еще не был закончен. Конечные моренны имели вид высоких островершинных хребтов. Внутри их было заключено много нерастаявшего льда. Таяние его, сопровождавшееся оседанием, обваливанием, оплыванием материала приводило к снижению высоты конечных морен и созданию на их поверхности характерных форм мертвого льда.

Перед фронтом формирующихся конечных морен в условиях более или менее свободного оттока талых вод накапливался песчаный материал зандров. Равнинный рельеф, нарушаемый лишь отдельными сравнительно небольшими формами мертвого льда, а также наличие вечной мерзлоты способствовали широким разливам талых ледниковых вод, деятельность которых в основном сводилась к переносу и накоплению песчаных и алевритовых частиц.

В очищавшихся ото льда замкнутых краевыми формами языковых бассейнах возникали предледниковые озера. Осадки и береговые линии московских приледниковых озер, а также связь их с речными долинами изучены пока недостаточно.

Условия формирования валдайских краевых образований в общем были сходны с охарактеризованными. В это время продолжало сохраняться подразделение территории на западную и восточную половины, хотя и не столь резкое, как в московское время. Активная Западно-Белорусская ледниковая лопасть в мядельскую стадию опять восстановилась. В браславскую стадию ее край сместился в основном на территорию Литвы. На востоке и северо-востоке республики заканчивается формирование заложенных ранее крупных островных возвышенностей. Образование конечноморенных гряд на северо-западе Белоруссии происходит около ранее созданных моренных ядер.

В строении краевых образований валдайского оледенения дислокации, вызванные динамическим напором ледника, а также отторженцы играют гораздо меньшую роль, чем в области московского оледенения. Зато большое развитие получают дислокации и формы рельефа, связанные с таянием неподвижного льда. Конечные морены принадлежат здесь к типу не напорных, а ледниково- и водноаккумулятивных.

Наблюдается определенное сходство в деятельности валдайского и московского ледниковых покровов. Черты сходства проявляются в характере расположения цепей краевых образований обоих оледенений, что хорошо видно на прилагаемой карте, в постепенном переходе от ложбинно-увалистого рельефа краевых образований московского оледенения к холмисто-озерным валдайским ландшафтам. Моренные покровы обоих оледенений часто совершенно незаметно переходят, один в другой. Петрографический состав валунов и галек в обоих моренах в общем сходен. Количество крупных отторженцев древних осадочных пород в московских краевых образованиях уменьшается с юга на север, а валдайские краевые образования, как бы продолжая эту тенденцию, таких отторженцев почти не содержат. Московские краевые образования, увеличиваясь в размерах с юга на север, достигают максимума у границы с валдайским оледенением, в области последнего краевые образования в общем мельчают к северу, как бы завершая этим единый цикл ледникового формообразования.

ГРАНИЦЫ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ЕГО СТАДИЙ

Приведенные выше факты еще раз показывают, насколько трудно установить границу валдайского оледенения.

На Неманской низине край валдайского ледникового покрова, по-видимому, располагался в пределах Лидского плато, а возможно, даже достигал северных склонов Волковыской и Новогрудской возвышенностей как естественной преграды. В последнее время при геологической съемке на Лидском плато были обнаружены маломощные залежи гумусированных супесей и песков, а также торфа, не прикрытые мореной. Для одной из этих залежей получена спорово-пыльцевая диаграмма, близко напоминающая микулинские диаграммы. Однако эти находки не противоречат высказанному выше положению о более южном расположении границы валдайского оледенения. Здесь нужно учитывать два обстоятельства. Во-первых, разрезы находятся на равнине, претерпевшей интенсивный абразионный размыв, так что маломощная моренная покрышка вполне могла быть смыта. Во-вторых, как и во время московского оледенения, валдайская морена в максимальную стадию на периферии оледенения отлагалась, по-видимому, фрагментарно.

На Вилейской и Верхне-Березинской низинах валдайский ледниковый покров достигал склонов Ошмянской и Минской возвышенностей, примыкая к ним двумя лопастями. К этому выводу склоняет распределение валдайских краевых ледниковых образований, а также характер осадков и береговых линий приледниковых озер.

Граница выделяемой нами мядельской стадии на северо-западе Белоруссии в общем совпадает с тем вариантом границы последнего оледенения, который принимается М. М. Цапенко (1957), Л. Н. Вознячуком (1956), Н. С. Чеботаревой (1961) и другими исследователями. От г. Сенно граница мядельской стадии поворачивает к северу, пересекая в меридиональном направлении Невельско-Городокскую возвышенность. В связи с таким прохождением границы в мядельскую стадию возникли существенные различия спектров озерно-ледниковых террас на восточном и западном склонах Невельско-Городокской возвышенности (Ильин, 1967).

Краевые образования браславской стадии расположены на крайнем севере Белоруссии.

Террасы Днепра и Березины имеют связь с уровнями располагавшихся севернее приледниковых озер. Верхняя 40—45-метровая терраса Днепра увязывается с локальными площадками самой верхней озерно-ледниковой террасы, выявленной на склонах Витебской, Оршанской и восточном склоне Невельско-Городокской возвышенностей. Она относится к концу оршанской стадии валдая. Вторая (средняя) терраса Днепра (высотой 20—25) увязывается с двумя озерно-ледниковыми террасами Суражского и Лучесинского приледниковых озер. Высота озерных террас 180—186 и 170—176 *м* над ур. моря. Образование их относится к мядельской стадии. Нижняя надпойменная терраса Днепра (10—15 *м*) увязывается с террасой Суражского, Лучесинского и Полоцкого приледниковых озер, имеющей отметки 160—170 *м* над ур. моря. Она относится к браславской стадии.

Более низкие террасы Полоцкого приледникового озера увязываются с высокими террасами на бортах браславской долины прорыва, которая в настоящее время является частью долины Западной Двины.

ЛИТЕРАТУРА

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

Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., «Наука», 1964.

Ильин Е. А. Условия формирования краевых образований последнего оледенения на северо-западе БССР.— В кн. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.
Ильин Е. А. Приледниковые озера северной Белоруссии.— В кн. «История озер Северо-Запада». Л., Изд-во ВГО, 1967.
Ильин Е. А. Распределение и петрографический состав галечной фракции в валдайской и московской моренах Белоруссии.— Докл. АН БССР, 1969, т. 13, № 5.
Цапенко М. М. Строение четвертичных отложений Белорусской ССР.— Труды регионального совещ. по изуч. четвертичн. отложений Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1957.
Чеботарева Н. С., Пасюкевич В. И. Рельефообразующая роль валдайского ледникового покрова на Двинско-Днепровском междуречье.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1962, № 27.

О ГРАНИЦАХ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА БЕЛОРУССИИ И НЕКОТОРЫХ СПОРНЫХ ВОПРОСАХ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ

В. М. МОТУЗ

Изучение краевых образований среднего и верхнего плейстоцена Белоруссии и смежных с ней районов приобретает в настоящее время немаловажное значение для решения ряда теоретических и практических задач. Особенно оно необходимо для выяснения последовательности накопления континентальных отложений в районах, покрывавшихся скандинавскими оледенениями, стратиграфического расчленения ледниковых толщ и палеогеографической реконструкции осадконакопления в четвертичном периоде. Точное выделение границ различных оледенений и их стадий помогает наиболее обоснованно и достоверно отразить положение разновозрастных горизонтов ледниковых, водно-ледниковых и межледниковых отложений, сформировавшихся на различных элементах рельефа в пределах обширных районов запада Русской платформы.

Полученный за последние годы материал по краевым образованиям Белоруссии способствовал дальнейшему развитию наших представлений о распространении материковых льдов в течение отдельных оледенений плейстоцена. Большой объем работ по геологическому картированию, поискам и разведке на различные виды полезных ископаемых, проведение специальных геолого-геоморфологических исследований многочисленными организациями и учреждениями республики позволили обнаружить ряд новых разрезов с межледниковой и межстадиальной флорой и фауной и тем самым уточнить многие спорные вопросы генезиса и стратиграфии четвертичных отложений.

Однако интерпретация накопленных фактических данных по некоторым районам Белоруссии и сопредельных территорий не всегда правильно освещает условия формирования и распространение некоторых горизонтов с ледниковыми и межледниковыми отложениями, неоднородными по генезису и литологическому составу. Существующие противоречивые взгляды на происхождение и возраст одних и тех же континентальных толщ, естественно, затрудняют проведение корреляции среди одновозрастных отложений на значительных площадях. Особенно серьезные расхождения возникают при выделении границ оледенений и отдельных их стадий по стратиграфическим и геоморфологическим данным. Часто при расчленении разрезов с четвертичными отложениями допускается явная натяжка — стремление показать наличие всех

горизонтов унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений, рекомендованной Межведомственным стратиграфическим комитетом (1964 г.), хотя в действительности многие разрезы не всегда оказываются полными.

Многие исследователи (Г. И. Горецкий, М. М. Цапенко, Л. Н. Вознячук, В. М. Мотуз и др.) рассматривают территорию Белоруссии как классическую область развития ледниковых отложений. И действительно, здесь встречаются самые разнообразные типы и фации ледниковых, водно-ледниковых, межледниковых и межстадиальных образований. Однако в связи со сложившимся различием взглядов на стратиграфическое расчленение четвертичных отложений и положение границ отдельных оледенений и их стадий возникли и ныне продолжают высказываться различные точки зрения на возраст одних и тех же ледниковых и межледниковых отложений.

Поскольку днепровское (максимальное) оледенение Русской платформы покрывало сплошным чехлом всю территорию Белоруссии и его южная граница, расположенная в пределах УССР, не вызывает особых сомнений, мы остановимся лишь на некоторых спорных вопросах выделения границ второго среднеплейстоценового (московского) и верхнеплейстоценового (валдайского) оледенений.

Относительно проведений границ краевых образований московского и валдайского (вюрмского, калининского) оледенений в пределах Белоруссии среди геологов нет единого мнения. Сложившиеся в 30—40-х годах представления о возрасте и распространении различных ледниковых толщ (Мирчинк, 1928, 1930, 1933; Соболев, 1930, 1940; Малярэвіч, 1933; Жирмунский, 1934; Сакс, 1934; Родионов, Сакс, 1935; Даниловский, 1941, и др.) претерпели в последующие годы ряд изменений (Соколов, 1946; Москвитин, 1950, 1965; Даниловский, 1955; Цапенко, 1957; Вознячук, 1957, 1961, 1966; Чепулите, 1963, и др.), причем во многих районах Белоруссии границы распространения их были существенно пересмотрены (рис. 1 и 2). Чаще всего они выделялись лишь на основе прослеживания полос холмисто-моренного рельефа широтного или субширотного простирания, которые обычно принимались за конечные морены или краевые образования различных оледенений и их стадий. Разрезы с межледниковыми отложениями, обнаруженные на склонах современных и древних речных долин как под отложениями аллювия, так и под осадками делювиально-солифлюкционных шлейфов, были недостаточно изучены с точки зрения выяснения условий залегания погребенных толщ в рельефе и не всегда увязывались с ископаемыми органическими остатками, встреченными на междуречных участках.

Судя по опубликованным работам, трудно представить, где выклинивается московская морена и где в действительности необходимо проводить предельную границу максимального распространения валдайского (вюрмского, калининского) оледенения. Так, южная граница максимального продвижения московского ледника проводилась Н. Н. Соколовым (1946) через Минск на Рославль (см. рис. 1). Согласно данных М. М. Цапенко (1957), она была намечена по линии Брест, Пинск, Мозырь, Чернобыль, Новозыбков. В другой работе (Цапенко, Махнач, 1959) положение этой границы на отдельных участках было существенно изменено: местами, особенно на западе республики, она смещена к югу вплоть до г. Малорита Брестской области, далее проводилась через Пинск, Мозырь, Чернобыль, Новозыбков. В последние годы в связи с проведением на территории восточной части Белоруссии геологосъемочных работ среднего масштаба эта граница снова отодвинута на 100—200 км и более к северу.

Такое произвольное выделение границы второго среднеплейстоценового ледника без достаточных палеонтологических и стратиграфических данных ставит под сомнение используемые для ее выделения геомор-

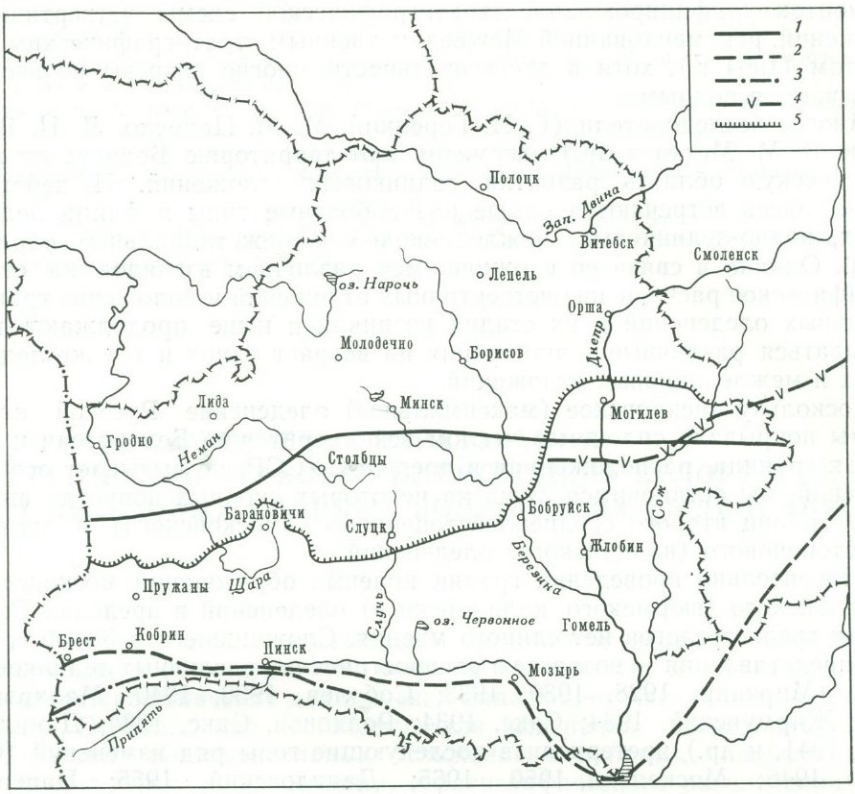


Рис. 1. Границы предельного распространения московского оледенения на территории Белоруссии по данным различных авторов

1 — по Н. Н. Соколову (1946); *2* — по М. М. Цапенко (1957); *3* — по М. М. Цапенко, Н. А. Махнач (1959); *4* — по Б. Н. Гурскому (1965); *5* — по Л. Н. Вознячуку (1967)

фологические критерии. Те формы ледникового и водно-ледникового рельефа, которые зачастую принимаются за конечные морены или краевые образования и через которые проводится граница оледенения, не всегда оказываются выразительными на местности и не могут служить убедительным доказательством, подтверждающим остановку и временное стояние материковых льдов. Кроме того, приводимые часто доводы для обоснования границы этого оледенения не увязываются с историей развития террас речных долин Днепровского бассейна и краевыми образованиями различных его стадий. Нередко в пределах одного какого-либо комплекса гляцигенных форм рельефа, прослеживаемых на значительном расстоянии, делается попытка выделить разновозрастные ледниковые отложения. Так, граница одной из стадий краевых образований московского оледенения в пределах Гродненской области проводится некоторыми исследователями (Заррина, Краснов, 1965, и др.) через Волковысские и Новогрудские высоты, представляющие собой западную часть Белорусской гряды. Центральная же часть ее, образующая Минскую возвышенность, выделяется А. И. Москвитиным (1950, 1965) в зону краевых образований более молодого калининского (вюрмского, валдайского) оледенения, хотя М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959) полагают, что ее формирование происходило в одну из стадий московского оледенения.

Расхождения во взглядах на возраст ледниковых, водно-ледниковых и межледниковых отложений привели к тому, что некоторые одновозрастные толщи с межледниковыми отложениями были отнесены к раз-

личным подразделениям плейстоцена. Изучались отложения главным образом по данным спорово-пыльцевых анализов. Последние, вследствие частого присутствия в них переотложенных микрофоссилий, не всегда позволяют правильно истолковать развитие палеогеографической обстановки в период осадконакопления. Кроме того, эти данные нередко трактуются в отрыве от анализа развития древних биоценозов.

Что касается восточной части гряды, то в пределах Оршанской и Витебской возвышенностей она относится многими геологами (Цапенко, Махнач, 1960; Вознячук, 1957, 1961; Чеботарева, Пасюкевич, 1962, и др.) к краевым образованиям валдайской ледниковой эпохи.

Такое расхождение в установлении возраста рельефа и генетически однородных отложений, сформированных в определенный этап деградации ледникового покрова в пределах запада Русской платформы, объясняется недостаточной изученностью морфологии и генезиса краевых образований, развитых в различных районах республики.

При уточнении спорных вопросов возраста ледниковых отложений и особенно краевых образований валдайской ледниковой эпохи больше всего внимания уделялось выяснению положения границы максимального распространения верхнеплейстоценового (валдайского) ледникового покрова, главным образом в районах развития хорошо выраженных ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа междуречья Западная Двина — Неман. Что касается территории, расположенной к востоку от оз. Лукомльское (междуречье Западная Двина — Днепр), то после

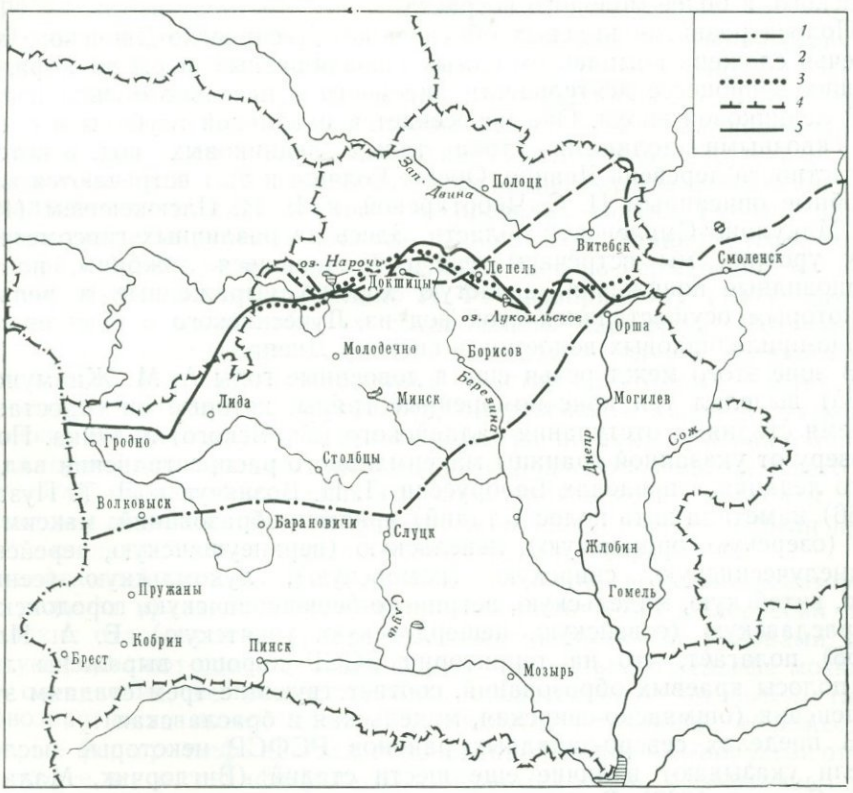


Рис. 2. Границы распространения валдайского (вюрмского) оледенения на территории Белоруссии по данным различных авторов

1 — по Г. Ф. Мирчинку (1927); *2* — по М. М. Цапенко (1957); *3* — по М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1960); *4* — по Н. С. Чеботаревой, Н. А. Кориной и С. М. Шику (1962); *5* — по Л. Н. Вознячуку и Л. Т. Пузанову (1966)

проведения здесь границы валдайского (вюрмского) оледенения Г. Ф. Мирчинком (1928) через деревни Курейша, Нерейша, Беленёво, Ледневичи, Каменка, Стайки, Сядричина, Высокое, Макаровка, Голяши, Бохатово, Осиновка и далее к Судиловичам она и в настоящее время показывается большинством исследователей таким же образом [1].

Южную границу распространения валдайского ледникового покрова на территории БССР и Смоленской области Д. И. Погуляев (1955), Л. Н. Вознячук (1956), М. М. Цапенко (1957), Н. С. Чеботарева, М. Е. Вигдорчик, Д. Б. Малаховский, С. М. Шик (1961), М. И. Лопатников, С. М. Шик (1962) и другие проводят севернее г. Гродно, южнее г. Вильнюс и оз. Нарочь, через города Лепель и Орша, севернее г. Смоленск и далее через с. Пречистое на г. Белый. Эта граница отражает лишь один из последних этапов максимального продвижения валдайского ледника, сопоставляемого на западе Европы (Gross,, 1958; Müller-Beck, 1967, и др.) с брандербургской стадией верхнего (молодого) плейстоцена (около 20 000 лет назад). Однако такие представления о границе валдайского оледенения подверглись на отдельных участках существенному пересмотру. Так, И. Н. Салов (1962) считал, что границу валдайского (вюрмского) оледенения на междуречье Березина — Друть необходимо опустить к югу вплоть до пос. Бобра Минской области. Если границу этого оледенения на востоке БССР проводить значительно южнее, чем намечали ее предыдущие исследователи и как показывал ее позже Г. Ф. Мирчинк (1930), то зандры, развитые на междуречьях Днепр — Друть и Друть — Березина, окажутся не московского, а более молодого возраста.

Полоса развития краевых образований Днепровско-Двинского междуречья сложена комплексом самых разнообразных форм рельефа, возникших в процессе деятельности активного и пассивного льда валдайской ледниковой эпохи. Она пересекается различной глубины и очертаний сквозными долинами стока талых ледниковых вод, в которых (окрестности деревень Девино, Орехи, Голяши и др.) встречаются камы, подобные описанным Н. С. Чеботаревой и В. И. Пасюкевичем (1962) у с. Микулино Смоленской области. Здесь на различных гипсометрических уровнях мы встречаем еще сохранившиеся ложбины, плоские озерновидные понижения, зачастую хорошо выраженные в рельефе, по которым осуществлялся сток вод из Лучесинского и Касплянского озерно-приледниковых водоемов в систему Днепра.

В зоне этого междуречья еще в довоенные годы А. М. Жирмунский (1935) выделил три конечноморенные гряды, которые он сопоставлял с тремя стадиями отступания валдайского (вюрмского) ледника. Позже к северу от указанной границы максимального распространения валдайского ледника в пределах Белоруссии Л. Н. Вознячук и Л. Т. Пузанов (1966) наметили пять полос (стадий) краевых образований: максимальную (озерскую, оршанскую), лепельскую (верхнеушачскую, черейскую, верхнелучесинскую, свирскую (поморскую), лукомльскую (сеннинскую, витебскую, мядельскую, ветринско-бешенковичскую, городокскую) и браславскую (освейскую, нещердовскую, усвятскую). Е. А. Ильин (1968) полагает, что на территории БССР хорошо выражены лишь три полосы краевых образований, соответствующие трем стадиям этого оледенения (ошмянско-свирская, мядельская и браславская).

В пределах северо-западных районов РСФСР некоторые исследователи указывают наличие еще шести стадий (Вигдорчик, Малаховский, Саммет, 1962). В зоне развития московского оледенения и южнее ее Б. Н. Гурский выделил четыре стадии краевых образований [2]. В этих

---

[1] В 1930 г. Г. Ф. Мирчинк границу распространения вюрмского ледника проводил уже значительно южнее — через Слуцк—Смолевичи—оз. Палик—Обольцы—Оршу.

[2] См. статью Б. Н. Гурского в настоящем сборнике.

же районах Л. Н. Вознячук (1967) намечает шесть полос краевых образований (мозырская, славгородская, вартинская, или московская, минская, верхненеманская и ошмянская), которые рассматриваются им как стадии деградации не московского, а более раннего, среднеплейстоценового (днепровского) ледника.

Если судить лишь по распространению отдельных групп холмов с относительным превышением порядка 7—10 *м* и более и принимаемых за краевые образования без наличия в этих районах межстадиальных отложений, то севернее г. Могилев можно наметить еще одну стадию краевых образований московского оледенения, хорошо выделяющуюся у д. Малое Уланово Шкловского района и состоящую из полосы холмисто-грядового рельефа. В строении этих форм рельефа принимают участие гравийно-галечные образования и валунные красно-бурые суглинки и супеси, прикрытые в нижней части склонов холмов и в понижениях между ними делювиальными лёссовидными отложениями.

В последнее время А. И. Коптев (устное сообщение) на основании анализа данных о петрографическом и минералогическом составе ледниковых отложений пришел к выводу, что все выделяемые стадии отступания как днепровского, так и московского и валдайского ледников необходимо относить к одному валдайскому (вюрмскому) оледенению. Подобная тенденция не нова. Она выдвигалась еще в довоенное время В. Н. Саксом (1934), рассматривавшим территорию Белоруссии как область сплошного распространения вюрмского ледника, но не получила широкого признания.

Предпринятые попытки увязать краевые образования различных стадий оледенений среднего и верхнего плейстоцена восточной и северной части Центральной Европы вследствие пестроты ледниковых форм рельефа, слабой выраженности их на отдельных участках и отсутствия датированных межстадиальных отложений не дали пока положительных результатов и требуют дальнейших исследований. Отсутствие обоснованных данных о разновозрастности полос краевых образований для валдайской ледниковой эпохи в пределах запада Русской платформы, а также за рубежом для брандербургской, франкфуртской и померанской стадий, выделенных в рельефе Северо-Германской низменности (Woldstedt, 1958), позволило Л. Р. Серебрянному (1963) высказать сомнение относительно их стадиального характера. Потепление климата в конце валдайского оледенения вызвало таяние ледяного покрова, распад его на изолированные участки, в которых длительное время сохранялись массы пассивного, омертвевшего льда. Деградация оледенения на различных элементах рельефа протекала неравномерно. Правда, отдельные ледяные глыбы из-за неровностей подстилавшего их ложа могли продвигаться лишь на какие-нибудь сотни метров в сторону, но эти подвижки носили сугубо локальный характер и были приурочены к определенным формам ледникового рельефа.

Выдвигаемый нередко принцип «относительной свежести» некоторых форм рельефа краевых образований в северной части Белоруссии для валдайских отложений по сравнению с центральными ее районами, где зачастую выделяют более древние формы гляциального рельефа московского оледенения, не может служить убедительным доказательством разновозрастности поверхностных ледниковых отложений. «Свежесть» некоторых форм рельефа краевых образований Северной Белоруссии отражает скорее всего специфику литологического состава четвертичных отложений, где широко развиты хорошо сохранившиеся от размыва породы ледникового и озерно-ледникового происхождения, отличающиеся более плотным сложением и содержащие значительно больше пелитовых частиц по сравнению с рыхлыми моренами супесчаного или слабо суглинистого состава Минской возвышенности.

В пределах средней части Белорусской гряды в ряде мест широко

распространены выположенные формы гляцигенного рельефа, сохранившие, как и в северных районах Белоруссии, черты первоначального своего облика, но не обладающие столь резкими контрастами, какие мы привыкли наблюдать на некоторых участках в пределах Витебской и Оршанской возвышенностей, Свенцянских гряд и др. Вот почему в пределах Витебской области среди напорных и насыпных холмисто-моренных и камовых образований, сложенных зачастую рыхлыми грубообломочными породами, мы встречаем участки с покровом плотных валунных глин или суглинков, образующих самый разнообразный по очертаниям холмистогрядовый рельеф с крутизной склонов отдельных его форм порядка 30—40°. Такое различие в составе и плотности пород двух районов обусловило, естественно, и неодинаковую интенсивность расчленения отдельных форм рельефа в течение второй половины верхнего плейстоцена.

Для выяснения спорных вопросов и устранения существующих разногласий относительно количества выделяемых стадий, условий залегания и простирания межледниковых и межстадиальных отложений необходима постановка в ближайшее время опорного бурения. Проложение ряда поперечников через современные водоразделы и речные долины как в районах развития ледниковых отложений, так и в перигляциальной полосе даст возможность установить площади распространения одновозрастных горизонтов различных оледенений, изучить фациальные особенности континентальных толщ, покрывающих различные элементы рельефа, и уточнить положение границы максимального продвижения второго среднеплейстоценового (московского) ледника.

Намечающаяся тенденция сближения границ краевых образований московского и валдайского (калининского, вюрмского) оледенений путем снижения к югу границы краевых образований валдайского оледенения и отнесения к северу границы московского оледенения позволит, возможно, в ближайшем будущем рассматривать территорию средней части Белоруссии, в частности некоторые районы Минской и Новогрудской возвышенностей, как зону распространения верхнеплейстоценового (валдайского, калининского, вюрмского) ледника. Эту точку зрения в настоящее время отстаивает и усиленно развивает А. И. Москвитин (1965), который проводит границу предельного распространения калининского оледенения вдоль Балтийско-Черноморского водораздела.

ЛИТЕРАТУРА

Вигдорчик М. Е., Малаховский Д. Б., Саммет Э. Ю. О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины.— В сб. «Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР». Л., Гос. н.-т. изд-во нефт. и горно-топл. лит-ры, 1962.

Вознячук Л. Н. О положении границы последнего оледенения в Белоруссии.— Ученые зап. Белорусск. гос. ун-та, серия геол., 1956, вып. XXVIII.

Вознячук Л. Н. Несколько замечаний о распространении вюрмского ледникового покрова на территории Смоленской области, Белоруссии и Литвы.— Труды регион. совещ. по изуч. четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, т. IV. Вильнюс, 1957.

Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии.— Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.

Вознячук Л. Н. Некоторые вопросы палеографии среднего плейстоцена Русской равнины.— В сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., «Наука», 1967.

Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. Краткая характеристика основных стратиграфических горизонтов четвертичных отложений Белоруссии по новым данным.— Материалы четвертой конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1966.

Гурский Б. Н. Условия залегания и строение антропогеновых (четвертичных) отложений в бассейне р. Сож. (Автореф. канд. дисс.). Минск, 1965.

Даниловский И. В. Значение раковин наземных и пресноводных четвертичных моллю-

сков для стратиграфии верхней половины четвертичной эпохи.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1941, т. 73, вып. 3.
Даниловский И. В. Опорный разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и четвертичные моллюски. (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 9). М., Госгеолтехиздат, 1955.
Жирмунский А. М. Новые данные по тектонике, геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений БССР и западной области РСФСР.— Труды ЦНИГРИ, 1934, вып. 17.
Жирмунский А. М. История рельефа в бассейне р. Лучёсы и соседней части водораздела р. Западной Двины и р. Днепра.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1935, т. 67, вып. 6.
Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.
Ильин Е. А. Стадиальные полосы краевых образований валдайского оледенения на территории Белоруссии.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.
Лопатников М. И., Шик С. М. Положение границы верхнечетвертичного оледенения в Смоленской и Калининской областях.— Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. V. М., 1962.
Малярэвіч С. С. Геалагічныя даследванні у сярэдняй частцы правабярэжжа р. Бярэзіны.— Матэрыялы па вывучэнню геалогіі і карысных выкапняу Беларусі, т. 6. Мінск, 1933.
Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1964.
Мирчинк Г. Ф. О количестве оледенений Русской равнины.— Природа, 1928, № 7—8.
Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1930, № 2.
Мирчинк Г. Ф. Стратиграфия, синхронизация и распространение четвертичных отложений Европы.— Труды II Междун. конф. ассоциации по изуч. четвертичного периода Европы, вып. III. М., 1933.
Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.
Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР. М., «Наука», 1965.
Погуляев Д. И. Геология и полезные ископаемые Смоленской области, т. 1. Смоленск, 1955.
Родионов И. И., Сакс В. Н. Несколько слов о конечных моренах в западной части БССР.— Изв. Всес. геогр. общ-ва., 1935, т. 67, вып. 6.
Сакс В. Н. К вопросу о стратиграфии ледниковых отложений Белоруссии.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1934, т. IV, вып. 1.
Салов И. Н. Граница калининского оледенения в Восточной Белоруссии и Смоленской области.— Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. V. М., Госгеолтехиздат, 1962.
Серебрянный Л. Р. Хронология и палеогеография последней ледниковой эпохи на севере Европы.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1963, т. XXI.
Соболев Д. Н. О стратиграфии четвертичных отложений Украины.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1930, № 2.
Соболев Д. Н. Ландшафты ледниковой формации Западной Белоруссии.— Природа, 1940, № 2.
Соколов Н. Н. О положении границ оледенений в Европейской части СССР.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. XXXVII.
Цапенко М. М. Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Белорусской ССР.— Труды регионального совещ. по изуч. четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1957.
Цапенко М. М., Махнач Н. А. Антропогеновые отложения Белоруссии. Минск. Изд-во АН БССР, 1959.
Цапенко М. М., Махнач Н. А. Палеогеография и хронология антропогена в области развития скандинавских ледниковых покровов.— В сб. «Хронология и климаты четвертичного периода». М., Изд-во АН СССР, 1960.
Чеботарева Н. С., Вигдорчик М. Е., Малаховский Д. Б., Шик С. М. Геоморфология, строение толщи четвертичных отложений и границы оледенений.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.
Чеботарева Н. С., Корина Н. А., Шик С. М. Объяснительная записка к карте четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Чеботарева Н. С., Пасюкевич В. И. Рельефообразующая роль валдайского ледникового покрова на Двинско-Днепровском междуречье.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1962, № 27.
Чепулите В. А. Стадиальные полосы рельефа новочетвертичного оледенения на территории юго-восточной Прибалтики.— Труды Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1963, т. XXI.

Gross H. Die bisherigen Ergebnisse von C^{14} -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1958, № 9.
Müller-Beck H. Das Altpaläolithikum.— Z. Ur- und Frühgesch. Archäol. Schweiz, 1967, Bd I.
Woldstedt P. Das Siszeitalter. Grundlinien einen Geologie des Quartärs, Bd 2. Stuttgart, 1958.

РЕЛЬЕФ ОРШАНСКО-МОГИЛЕВСКОЙ РАВНИНЫ

В. Н. ЕВЦИХЕВИЧ

Несмотря на наличие обширной литературы по истории четвертичного периода и геоморфологии Белоруссии вообще, отдельные ее районы до сих пор изучены слабо. К такому району относится и Оршанско-Могилевская равнина. До настоящего времени мы не имеем ясного представления об основных этапах развития рельефа этого района, не разработана стратиграфия четвертичных отложений, недостаточно изучены межледниковые отложения. До сих пор нет работ, содержащих систематическое описание современного рельефа и тех факторов, которые его создают.

В небольшой статье осветить все эти вопросы невозможно, поэтому мы ограничимся описанием современного рельефа и хозяйственной оценкой его.

Оршанско-Могилевская равнина на западе граничит с Центрально-Березинской равниной. На юге — с Чечерской равниной, на востоке граница условно проходит по административной границе с РСФСР, на севере — приблизительно по 54°30′ с. ш.

Восточная и северо-восточная части равнины являются продолжением западных отрогов Среднерусской возвышенности.

Оршанско-Могилевская равнина занимает площадь более 35 тыс. $км^2$ и расположена на высотах 135—244 *м*, около 70% площади расположено на высоте 150—200 *м*, высоты более 200 *м* занимают 19,2% (Мартинкевич, 1948).

В начале четвертичного периода район Оршанско-Могилевской равнины неоднократно покрывался ледником, который оставил многочисленные следы в рельефе (конечноморенные гряды, моренные и зандровые равнины). В зависимости от возраста ледника, создавшего те или другие формы рельефа, последние отличаются различной сохранностью и различной выраженностью в рельефе. Лучше всего они сохранились на севере равнины (Орша, Дубровно), в зоне валдайского оледенения. На остальной территории, в полосе московского оледенения, ледниковый рельеф сильно выположен и переработан эрозией (деревни Мосток, Сухари, Супоничи и др.).

Рельеф района московского оледенения в отличие от рельефа зоны валдайского оледенения характеризуется значительной пересеченностью, хотя ему и присуща большая сглаженность. Общая сглаженность и мягкость форм указывают на то, что конечноморенные образования в значительной степени переработаны эрозией; встречающиеся здесь понижения представляют системы переходящих одна в другую ложбин, которые, как правило, включены в общую эрозионную сеть. Склоны их обычно достигают крутизны 10°. Большинство из них вытянуто с севера на юг, и только некоторые имеют широтное направление. Все они наследуют древние ложбины стока. Склоны мелких ложбин

обычно полностью распахиваются, а днища, если они не заторфованы, используются под выпасы и реже под сенокосы.

Холмы здесь чаще всего округлые или овальные в плане, размеры их 350—570 *м* × 650—850 *м*; над окружающей местностью они возвышаются на 13—20 *м*. Склоны холмов, как правило, имеют вогнутую форму, т. е. крутизна их уменьшается сверху вниз от 13 до 5°. Такая форма склонов способствует отложению мощного делювия, от которого часто страдают расположенные у подножия холмов посевы.

По мере продвижения на север и северо-запад от зоны московского оледенения гряды и крупнохолмистые поверхности не имеют таких мощных делювиальных плащей, уплощение же днищ ложбин, залегающих среди холмов, достигается не заносом их продуктами смыва с окружающих высот, а заторфованием; торф даже наползает на нижние части склонов повышенных участков. Такая слабость денудации, очевидно, обусловливается прежде всего отлогостью самих склонов, к тому же густо покрытых растительностью. Несомненно, немалую роль играет и то, что на поверхности, усеянной холмами и короткими грядами, не может быть сколько-нибудь широкого поверхностного смыва, так как массы атмосферных вод, сливающихся по поверхности, разбиваются на мелкие маломощные струи, которые не могут переносить материал по пологим вытянутым склонам. Кроме того, высокие холмы и грядки чаще всего сложены песчаным и песчано-гравийным материалом, вбирающим в себя выпадающие атмосферные воды. Все это свидетельствует о том, что в области валдайского оледенения мы застаем современный эрозионный цикл развития рельефа на одной из ранних стадий. Одновременно на междуречьях продолжаются процессы нивелировки моренного рельефа, заиливания и заноса пониженных частей поверхности, уплощения нижних частей склонов делювиальными чехлами и пр. (Мещеряков, 1961).

В районах московского оледенения встречаются многочисленные балки и овраги. Особенно много их вблизи населенных пунктов, на склонах вдоль дорог. Следовательно, их образование связано с неправильной обработкой почв (пахота вдоль склонов) или с плохим состоянием дорог. Густота овражно-балочной сети в зоне московского оледенения достигает 2,5—4,0 *км/км*^{2} при средней величине 0,7—0,1 *км/км*^{2}. В зоне валдайского оледенения встречаются только одиночные береговые овраги.

Современная поверхность Оршанско-Могилевской равнины наклонена на юг и приподнята над Центрально-Березинской равниной на 45—60 *м*. Глубина врезания рек в толщу четвертичных отложений колеблется от 20 до 40 *м*. Водоразделы поднимаются над дном долин (Проня, Вихра, Сож) на 30—40 *м*, а над уровнем Днепра на 50—60 *м* и более. Колебания относительных высот на водораздельных участках достигают 5—10 *м*, местами до 15 *м*.

Равнина сложена в основном лёссовыми породами, местами сильно карбонатными, особенно в северной части (междуречье Прони и Вихры). Лёссовые породы, как правило, залегают на абсолютной высоте 170—230 *м*; выше отметок 230—235 *м* (район ст. Темный лес) они сменяются валунными суглинками. Местами морена распространена и в более низких местах, образуя мелкохолмистую поверхность равнины.

Мощность лёссовидных суглинков на различных элементах рельефа составляет от нескольких метров до 10 *м* (Мотуз, 1957). Основанием лёссовых пород служат самые разнообразные отложения: озерно-болотные иловатые глины и суглинки, гравелисто-галечниковые пески и супеси. Но чаще всего они располагаются на красно-бурой морене с крупными валунами, принесенными в днепровскую ледниковую эпоху. Эта морена в различных местах выходит на поверхность, образуя мелкохолмистый рельеф.

Очень часто по одной только форме склонов можно судить о геологическом строении холмов. Глинистая и суглинистая морена, как порода более связная, способствует образованию крутых склонов и резко очерченных куполов; формы же рельефа, сложенные песчаными породами, имеют более пологие склоны и образуют менее высокие холмы с более широкими долинами между ними и приобретают в целом более сглаженную поверхность.

Лёссовые породы междуречья Проня — Вихра — Сож в сухом состоянии образуют обрывы от 2 до 7 *м* и более. Во время весенних паводков и сильных дождей они подвергаются интенсивному размыву. В оврагах и на склонах речных долин лёссовидные породы легко раскалываются по вертикальным трещинам, образуя выступы в виде призматических отдельностей и граней. В тех случаях, когда они имеют небольшую мощность, равнина приобретает выровненную, плоскую или слабоволнистую поверхность (с колебаниями высот в 2—3 *м*). Такие места обычно рассечены неглубокими ложбинами. Овраги и балки встречаются редко. Там, где мощность лёссовидных отложений увеличивается до 10 *м*, заметно усиливаются эрозионные процессы. В результате в таких местах (Мстиславль и др.) образуется сеть глубоких речных долин, балок и оврагов. Овраги и балки у Мстиславля и Вихран достигают глубины 20 *м* и более, а крутизна склонов доходит до 70—80°.

На описываемой территории находится много западин (оборок) [1] (колхоз «Советская Белоруссия», «Коммунист» — Горецкий район). Западины приурочены главным образом к выровненным или слегка всхолмленным поверхностям (водораздельные пространства или террасы). Они имеют чаще всего округлую или овальную форму диаметром от 16 до 90 *м*, глубину от 0,5 до 3 *м* и лишь в очень редких случаях достигает 5—6 *м* (у ст. Ходос Мстиславльского района). Угол падения склонов у западин незначителен и варьирует от 3 до 6°. Выше бровки западин почти во всех случаях наблюдается чрезвычайно пологий склон, трудно уловимый глазом.

Западины в Белоруссии глубже украинских, так как расположены в зоне большего количества осадков. Кроме того, на территории Белоруссии нет идеально ровных плато, они везде сколько-нибудь волнисты, что также способствует образованию более глубоких западин (Медведев, 1942).

В настоящее время большинство исследователей считает образование западин результатом растворения и последующего вымывания из лёссовидных грунтов солей, что приводит к увеличению пористости и частичной потере связности грунта. Об этом свидетельствует значительное обеднение грунта в западинах растворимыми солями, карбонаты же ($CaCO_3$) вообще отсутствуют и грунты не вскипают от соляной кислоты.

Западины причиняют большой вред земледельцу. Они усиливают раздробленность контуров пашни, причиняют много неудобств при использовании земель. В колхозах им. Жданова, им. Кирова (Городецкий район) на каждые 100 га пашни приходится свыше 50 вкраплений, созданных главным образом западинами. В западинах наблюдается вымокание посевов, задерживается созревание сельскохозяйственных культур, снижаются их качество и урожайность, а также затрудняется уборка урожая. Они способствуют концентрации талых и дождевых вод, что усиливает поверхностный сток и тем самым способствует развитию глубинной эрозии (образование оврагов, промоин). Подобное явление нами было отмечено в 5 *км* к западу от главной усадьбы колхоза им. Свердлова Горецкого района.

---

[1] «Оборки» от белорусского «аборываць» — опахивать.

Методы борьбы с западинами до сих пор окончательно не разработаны. Профессор А. К. Козловский и другие еще в середине XIX в. предлагали осушение их открытыми канавами и закрытым горизонтальным или вертикальным дренажем. Устройство открытых канав, как это было установлено на опыте учхоза БСХА и колхоза «Советская Беларусь» (Горецкий район), приводит к потере пахотной площади под самыми канавами, делает их недоступными для современных сельскохозяйственных машин. Не оправдал себя также способ осушения западин закрытым горизонтальным и вертикальным дренажем. Оба способа мелиорации западин имеют тот существенный недостаток, что микро- и мезорельеф поверхности поля по-прежнему остается сильно расчлененным, затрудняющим проведение полевых работ.

Кафедра мелиорации БСХА (Б. И. Яковлев и Н. Г. Новиков) проводит опыты по полной ликвидации западин путем общей макропланировки поверхности со срезанием бугров и засыпкой западин. Исследования, проводимые с 1954 г. на опытно-производственных участках учхоза БСХА (Горки Могилевской области), подтверждают эффективность этого способа. Урожай высеянных культур на спланированных участках Котелево и другие (Горецкий район) выше, чем до планировки. Для активизации биологических процессов на каждый гектар спланированного участка было внесено по 20 *т* навоза. Помимо повышения урожайности, планировка улучшает условия работы сельскохозяйственных машин (увеличивается длина гонов).

К склонам современных речных долин и древним долинам стока Оршанско-Могилевской равнины до отметки 200 *м* приурочено большое количество оврагов и балок. Особенно их много к востоку от железнодорожной линии Орша — Кричев (окрестности Дрибина, Мстиславля, Горок). Развитию овражно-балочной сети, помимо орографического фактора, способствует лёссовый состав пород, сведение древесно-кустарниковой растительности, распашка крутых склонов.

В результате совокупной деятельности перечисленных факторов эрозия в этом районе достигла наибольшего развития. Так, в районе Мстиславля до войны было семь-восемь оврагов, теперь их уже около 40. Боковой отвершек балки Кагальная, что находится вблизи Замковой горы, увеличился в длину примерно на 40—45 *м*, расширился на 15 и углубился на 8 *м*. Многие балки несут следы нескольких эрозионных циклов, что указывает на их древний, доледниковый возраст. Имеются и более молодые, послеледниковые балки. Они образовались в период формирования вторых надпойменных террас рек, на которые они и опираются. Таким образом, возраст этих балок соответствует возрасту вторых надпойменных террас, т. е. началу новой эпохи (рисс-вюрму). Глубокий врез приходится на время, разделяющее первое и второе надвигание ледника в течение новой эпохи — вюрм 1 — вюрм 2 (Цапенко, 1960). Днища балок сложены делювиально-аллювиальной толщей с прослоями погребенной почвы или гумусированных образований (колхоз им. Заслонова). Врезание в днище балок происходило в начале современной эпохи, и основной этап врезания завершился, но и в настоящее время местами рост оврагов продолжается или даже усиливается (Мстиславль, Горки). В этих и других местах молодые овраги врезаются в днище древних балок, во многих случаях они прошли толщу лёссовых пород и достигли подстилающих их морен, озерных и озерно-болотных отложений.

Овраги в этих местах встречаются следующего типа: береговые, вершинные, донные. Наиболее распространены и активны береговые овраги. Длина их 20—50 *м*, глубина 8—10 *м*, ширина 8—14 *м*. Вершины некоторых из них представляют резкий уступ высотой от 2 до 5 *м*, в плане они чаще всего дугообразны, что указывает на большую скорость их роста. Вершинные овраги встречаются реже, но по строению

они более разнообразны. Среди них различаются неглубокие с пологими задернованными склонами или со склонами и вершиной, осложненными оползневыми процессами; встречаются также молодые крутосклонные овраги. Вершинные овраги наиболее опасны для прилегающих земель, так как они имеют большие площади водосборов, поэтому у них велики потенциальные возможности для роста. Борьба с ними должна вестись путем посадки древесных насаждений. Донные овраги встречаются чаще. Они врезаются в днище старых балок и в некоторых случаях выходят за пределы балки, превращаясь в вершинные овраги. Появление донных оврагов означает прогрессирующую стадию эрозии.

Оврагообразование, как правило, начинается на такой стадии эрозии, когда смыт или почти полностью смыт весь верхний слой почвы. Необходима самая активная систематическая и организованная борьба с эрозией и, в частности, с ростом оврагов в этих районах.

Для прекращения роста существующих форм первичного эрозионного рельефа и предотвращения зарождения новых необходимы прежде всего регулирование стока и посадка на склонах растений, лучше всего закрепляющих склоны (рейграс, полевица побегообразующая, мятлик луговой и др.). Процесс закрепления склонов можно ускорить дополнительным регулированием подтока дождевых и талых вод не только к растущим верховьям оврага, но и к склонам оврагов и балок. Для этого необходимо создание приовражных и прибалочных лесных полос, а также разведение леса и травосеяние на самих склонах. Кроме этих мероприятий, необходимо регулировать и ограничивать на овражных и балочных склонах выпас скота, способствующий разрушению травяного покрова.

Речные долины на описываемой территории занимают значительные площади. Наиболее крупными из них являются долины Днепра и его притоков — Сожа и Лахвы.

Заложение современной долины Днепра, по данным Л. Н. Вознячука (1967), относится к верхнемосковскому времени. После отступания московского ледника происходило тектоническое поднятие территории, сопровождавшееся интенсивным врезанием рек. В муравинское межледниковье глубокие верхнемосковские врезы были заполнены аллювиальными отложениями. Эти отложения сформировали московско-валдайскую террасу, которая затем была погребена более молодыми образованиями. В нижневалдайское время произошло врезание Днепра до цоколя второй надпойменной террасы. К моменту интенсивного стаивания и отсутствия валдайского ледника приурочен обильный привнос аллювиального материала (средневалдайское время, по Л. Н. Вознячуку), накопление которого в долинах привело к формированию аллювия этой террасы. К концу максимальной стадии валдайского оледенения приурочено врезание рек до цоколя первой надпойменной (боровой) террасы. Формирование аллювия этой террасы происходило в верхневалдайское время. В конце валдайского времени произошло новое поднятие территории, приведшее к врезанию рек системы Днепра до цоколя поймы.

Долины Днепра, Сожа и Лахвы четко выражены в рельефе; по форме поперечного профиля они корытообразные, асимметричные, с широкими поймами. Коренные берега притоков Днепра выделяются довольно отчетливо, в то время как коренные берега самого Днепра ясно выражены только в северной части района. Наиболее крупные долины в зоне московского оледенения имеют не более трех террас, в зоне валдайского оледенения — не более двух.

В пределах Оршанско-Могилевской равнины можно выделить ряд более мелких платообразных возвышенностей, гряд и низин, имеющих относительные высоты 10—15 *м*: 1) Вихранское волнистое плато (Дементьев, 1960), или Мстиславльская (Красненская) возвышенная овражно-лёссовая равнина с суффозионными западинами; 2) Кричевская рав-

нина, или центральное плато волнисто-равнинного рельефа на моренных отложениях и продуктах их переработки.

Первый район занимает междуречье Прони и Вихры, южная граница проходит по р. Черная Натопь. На севере он сливается со Смоленско-Московской возвышенностью. Это наиболее возвышенная и сильно расчлененная часть равнины. Второй район расположен в междуречье р. Сож и ее правого притока р. Проня. Это наиболее сглаженная часть Оршанско-Могилевской равнины.

При всем различии перечисленные районы характеризуются и некоторыми общими чертами: водно-ледниковые формы рельефа, созданные московским и валдайским оледенениями, сильно изменены в послеледниковое время; в пониженных местах формы рельефа, созданные в ледниковое время, претерпели более сильные изменения; в повышенных местах эта переработка еще далека от завершения, и современный геоморфологический облик таких районов представляет одну из ранних стадий ее развития, стремящегося приспособить некогда снивелированное слабоволнистое возвышенное плато к новым, более глубоким базисам эрозии.

Рельеф области не создает больших затруднений для хозяйственной деятельности человека. Однако с некоторыми особенностями поверхности нельзя не считаться. Например, на Оршанско-Могилевской равнине в тех местах, где расчленность поверхности наибольшая, создаются благоприятные условия для смывов и размывов, которые обусловлены многими причинами, в том числе крутизной и длиной склонов. Предпосылки для заметного смыва на Оршанско-Могилевской равнине создаются уже при уклонах в 2—3°, а участки с такими уклонами занимают больше половины площади этого района. Но особенно увеличивается смыв на участках крутизной 3—4° и более. Распашка склонов в 10° и более нецелесообразна из-за большой смытости почв.

Наблюдения показывают, что даже при уклонах в 2—3° эрозия может увеличиваться, если не будут соблюдаться противоэрозионные мероприятия.

Уклоны поверхности влияют также на образование овражно-балочных систем и степень их ветвления. На длинных и пологих склонах крутизной до 2—3° формируются длинные, ветвящиеся овражно-балочные системы с небольшими углами продольного профиля (колхоз им. Заслонова). На крутых склонах образуются короткие, глубокие, слабо ветвящиеся овраги. Но при прочих равных условиях смыв почвы усиливается с увеличением длины склона. Например, увеличение длины склона на 100 *м* при крутизне в 3° вызывает увеличение смыва почв, засеянных рожью, на 6 $м^3$ (Звонкова, 1959).

С изменением рельефа связана смена почвенного покрова и микроклимата. Поэтому на различных типах рельефа растения по-разному обеспечиваются элементами питания, влагой, светом, теплом и для разных условий рельефа вопрос о подборе культур и сортов, а также агротехники их выращивания должен решаться по-разному.

В районах с холмистым рельефом (Горецкий, Мстиславльский районы) границы землепользования следует проводить по водоразделам. Это позволит наиболее правильно осуществлять систему противоэрозионных мероприятий от водоразделов до подножий склонов, от водораздельных линий водосборных бассейнов балочных и овражных систем до их устьевой части, т. е. на всем протяжении склонового и руслового стока воды. Проведение противоэрозионных мероприятий на территориях, охватывающих цельные водосборные площади, позволит наиболее полно решить задачу задержания стока в местах его зарождения, т. е. бороться с причиной возникновения эрозии.

ЛИТЕРАТУРА

Вознячук Л. Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины.— В сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., «Наука», 1967.

Дементьев В. А. Геоморфологические районы БССР.— Ученые зап. Белорусск. гос. ун-та, 1948а, серия геогр., вып. 8.

Дементьев В. А. Основные черты морфологии и развития рельефа Белоруссии.— Труды 2-го Всес. геогр. съезда, т. 2, 1948б.

Дементьев В. А. Развитие рельефа Белоруссии в вюрмскую эпоху.— В сб. «Геология и полезные ископаемые БССР», № 2. Минск, 1948в.

Дементьев В. А. Современные геоморфологические процессы на территории Белоруссии.— Труды Геогр. ф-та Белорусск. гос. ун-та, 1958, вып. 2.

Дементьев В. А. Основные черты рельефа и геоморфологические районы Белоруссии.— В сб. «Вопросы географии Белоруссии». Минск, 1960.

Докучаев В. В. К вопросу об организации опытных (полевых) станций в России.— Соч., т. 7. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Евцихевич В. Н. Эрозионные формы рельефа, созданные временными водотоками, и принципы их мелиорации.— В сб. «Эрозия почв и борьба с ней». Минск, «Урожай», 1968.

Звонкова Т. В. Изучение рельефа в практических целях. М., Географгиз, 1959.

Мартинкевич Ф. С. Гипсографическая кривая БССР.— Ученые зап. Белорусск. гос. ун-та, 1948, серия геогр., вып. 8.

Медведев А. Г. Характеристика почвенного покрова Белорусской ССР в сельскохозяйственных целях. Минск, 1942.

Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Мотуз В. М. Палеогеографические особенности времени лёссообразования на территории БССР.— Докл. АН БССР, 1957, т. 1, № 2.

Петрова Л. Я. Некоторые вопросы изучения овражной и плоскостной эрозии на территории БССР.— В сб. «Вопросы географии Белоруссии». Минск, 1960.

Погуляев Д. И., Исаченков В. А. Палеогеография четвертичного периода левобережной части Верхнего Поднепровья.— Ученые зап. Смоленск. пед. ин-та, 1963, вып. XII.

Цапенко М. М. Строение и стратиграфия четвертичных отложений БССР. Минск, 1953.

Цапенко М. М. Структурные и скульптурные формы доантропогеновой поверхности Белоруссии и их влияние на мощность и строение антропогеновой толщи.— Вопросы географии Белоруссии. Минск, 1960.

Шевченков П. Г. История формирования рельефа Смоленской области.— Ученые зап. Смоленск. пед. ин-та, 1963, вып. XII.

Щербаков Ю. А. О террасах Днепра у г. Могилева.— Ученые зап. Могилевск. гос. пед. ин-та, серия геогр., 1957, вып. IV.

К ВОПРОСУ О РАЗВИТИИ И ВОЗРАСТЕ НЕКОТОРЫХ ОЗЕР СМОЛЕНСКОГО ПООЗЕРЬЯ

А. С. КРЕМЕНЬ

Большинство озер Смоленской области расположено в ее северо-западной части (Смоленское Поозерье). Этот район представляет собой очень своеобразную физико-географическую область, для которой характерны краевые образования валдайского (калининского) ледника, чередующиеся с озерно-ледниковыми низинами, участками зандров. Граница максимального продвижения валдайского ледника И. Н. Саловым (1965) проводится по линии: южнее г. Лиозно, г. Рудня, п. Гранки, ст. Куприно, дер. Чекулино, севернее ст. Красный Бор, дер. Донец, дер. Озерецкая, с. Пречистое, восточнее болота «Свитский мох». С подобным выделением согласны смоленские геологи и географы (Д. И. Погуляев, В. Б. Козлов и др.). Иного мнения придерживается Н. С. Чеботарева (1965а). Она проводит эту границу по хорошо выраженным в рельефе Руднянско-Микулинским и Касплянским краевым образованиям.

На территории Смоленского Поозерья выделяются две полосы краевых образований, соответствующих двум стадиям отступания ледника:

максимальная верхнеднепровская (бологовская, свенцянская, бранденбургская) и последующая двинская (едровская, мядельская, франкфуртская). В зоне максимального распространения валдайского ледника озера малочисленны, по всей вероятности некоторые из них являются унаследованными по крайней мере от довалдайского рельефа (Купринское, Б. Рутовечь, Пениснарь и др.). С последующей двинской стадией отступания ледника, граница которой проводится И. Н. Саловым (1965) по северному склону Руднянско-Микулинской возвышенности, северной части Руднянско-Касплянской гряды к с. Каспля, на оз. Акатовское, дер. Холм, оз. Диво, деревни Свистовичи, Степаново, Витинавка, Голибизы, Городище, на р. Василевка, Слободскую возвышенность, озера Пальцевское, Вервижское, Сошно, связано образование большинства озер Поозерья.

Длительное нахождение в понижениях мертвого льда способствовало тому, что эти понижения не заносились осадками, часть из них была позже унаследована озерами. Дальнейшее развитие озер шло по пути оформления их котловин и формирования специфических особенностей в условиях молодых тектонических движений (Мещеряков, 1961). Заполнение озерных котловин осадками на территории Смоленского Поозерья началось в позднеледниковое время (Кремень, Малясова, 1968), в межстадиалы бёллинг и аллерёд, и продолжается в настоящее время.

С целью уточнения возраста осадков, выполняющих озерные котловины различного генезиса, автором изучены разрезы донных отложений озер Каспля, Мутное, Залюбище. Котловины этих озер располагаются в пределах краевых образований двинской стадии валдайского ледника.

Котловина оз. Каспля ложбинного типа, приурочена к почти широтному понижению, расположенному к северу от краевых образований верхнеднепровской стадии. Площадь озера 340 *га*. Оно вытянуто почти на 7 *км*, максимальная ширина не превышает 1 *км*. Максимальная глубина 4,5 *м* отмечена к юго-западной части озера. Озеро проточное и принадлежит бассейну р. Западная Двина. Приледниковый водоем, частью которого было и данное озеро, по-видимому, не был застойным. Подъем уровня воды в приледниковом озере вызвал прорыв с юга конечноморенной гряды и спуск водоема через унаследованное от одного из ледниковых языков понижение по линии рек Каспля — Удра — Лелеква — Катынь — Днепр, образовав при этом зандры, слившиеся со второй надпойменной террасой р. Днепр (Шевченков, 1963).

На существование приледниковых условий указывают вскрытые нами с П. Г. Шевченковым в обнажении первой надпойменной террасы западнее дер. Прудники под 1,5—2-метровым слоем песка с гравием и галькой слоистые маломощные горизонты пластичной глины, переслаивающиеся с крупнозернистым песком с включением гравийного материала. Окончательный спуск водоема с ледниковым режимом произошел позже.

Длительное сохранение проточности наложило отпечаток и на процесс осадконакопления. Отложения представлены более или менее однородным кремнеземистым сапропелем (опесчаненный сапропель) оливкового цвета, уплотняющимся книзу, с несколько повышенным содержанием кальция [1]. Мощность донных отложений колеблется от 4—до 7 *м*, достигая местами 11 *м*. По данным спорово-пыльцевого анализа (рис. 1) [2], в основании озерных осадков залегают разнозернистые пески серого цвета с включением мелкого гравия. Выше они перекрываются сапропелями, накопление которых происходило в течение бореа-

[1] Повышенные величины pH (7,1—7,7) отмечены во всех шести анализируемых разрезах в нижних горизонтах отложений, в целом же по разрезам pH в оз. Каспля колеблется в пределах 6,0—6,6.

[2] Анализы выполнены Е. С. Малясовой.

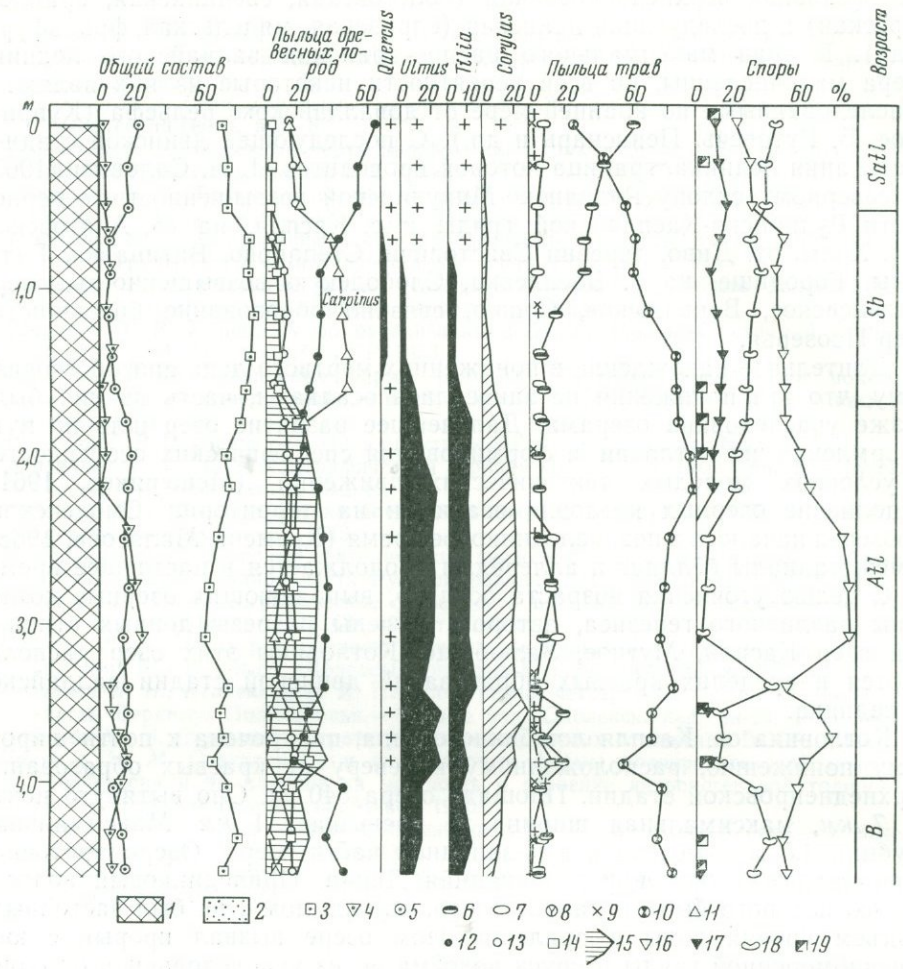


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза скв. 1 (оз. Каспля)

1 — ил органический, органо-минеральный; *2* — песок; *3* — пыльца древесных пород; *4* — споры; *5* — пыльца трав; *6* — злаки; *7* — осоки; *8* — вересковые; *9* — маревые; *10* — разнотравье; *11* — ель; *12* — сосна; *13* — береза; *14* — ольха; *15* — сумма широколиственных пород; *16* — зеленые мхи; *17* — сфагновые мхи; *18* — папоротники; *19* — плауны

Al — аллерёд; Dr_3 — поздний дриас; Pb — пребореальное время; B — бореальное время; Atl — атлантическое время; Sb — суббореальное время; Satl — субатлантическое время

льного (глубина 4,0—4,7 *м*), атлантического (2,5—4,0 *м*), суббореального (0,4—2,5 *м*) и субатлантического периодов (скважина заложена в центре озера) [1].

Озеро Мутное подпруженного типа расположено к юго-западу от с. Пржевальского (бывш. Слобода). Его небольшая площадь 13,5 *га*, глубина до 3 *м*, котловина лопастной формы связана с мощными флювиогляциальными отложениями, подстилаемыми девонскими известняками, доломитами. Иные по отношению к оз. Каспля палеогеографические условия развития котловины оз. Мутного нашли отражение в характере осадконакопления.

Ниже приводим описание наиболее полного и характерного разреза, вскрытого скважиной (рис. 2) в центре котловины (сверху вниз):

[1] В прибрежной части оз. Каспля И. Н. Саловым встречены остатки неолитической культуры.

	Глубина, *м*
Сапропель оливковый, кремнеземистый, мягкий, незасоренный, сверху разжижен, книзу плотный и темный	0,0—6,95
Озерный светло-серый мергель	6,95—7,45
Сапропель черный, илистый, пластичный, незасоренный, в верхней части с прослоями слабо разложившегося торфа. Нижняя прослойка (5—10 *см*) ила слабо опесчанена	7,45—8,0

Подстилаются илы мелкозернистым кварцевым желтовато-белым песком. В прибрежной зоне они сменяются грубозернистыми, местами ожелезненными, песками с примесью мелкого гравия, остатков ракушек.

По данным спорово-пыльцевого анализа, в толще озерных отложений прослеживается следующая последовательность осадконакопления (снизу вверх).

1. Межстадиал аллерёд (глубина 7,8—8,0 *м*). В общем спектре доминирует пыльца древесных пород (70,5%), среди которой преобладает пыльца березы (40%) и сосны (36%). Береза представлена пыльцой Betula Sect. Albae (32,5%), B. humilis Schrank (2%), B. nana L. (6,5%). Довольно высок процент пыльцы ели (17,2%). Среди травянистых растений господствует пыльца полыней (44%), много пыльцы злаков (30%) и осок (15%). Состав спектра отражает часть нижнего максимума ели, отчетливо выделяющегося на диаграммах таежной зоны.

Более полно осадки этого времени представлены в разрезе скв. 1 (рис. 3). На пыльцевой диаграмме ясно выражены максимум пыльцы ели (нижний максимум до 50%). Пыльца широколиственных пород (Quercus, Ulmus, Tilia) образует непрерывную кривую (до 10%).

2. Молодой дриас (глубина 7,05—7,8 *м*). В общем составе спектра по сравнению с предыдущим увеличивается количество пыльцы трав и спор (16—20 и 18—20%) за счет сокращения количества пыльцы древесных (62—67%), среди которой наиболее обильно представлены пыльца березы (72—74%), в том числе до 20% Betula nana L.

Данный спектр свидетельствует о значительной перестройке растительного покрова — смене сосновых и еловых лесов аллерёдского времени березовыми лесами. Изменение состава лесов, вызванное похолоданием климата, прослеживается на обширной территории Русской

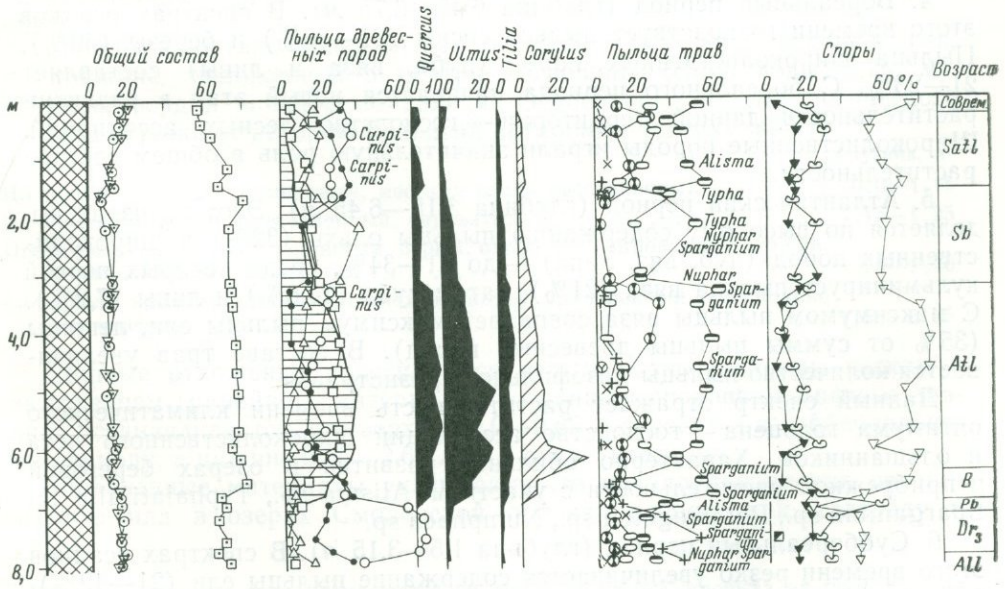


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза скв. 2

Условные обозначения см. на рис. 1

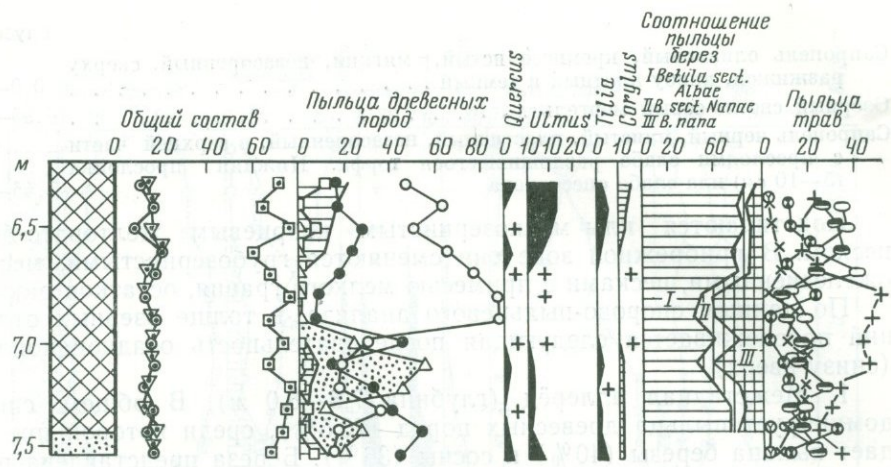


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза скв. 1 (оз. Мутное)
Условные обозначения см. на рис. 1

равнины. Спектры с господством пыльцы березы, среди которой значительный процент составляет пыльца кустарничковой березы, пыльца полыней, маревых и спор зеленых мхов, установлены В. П. и М. П. Гричук (1968) для окрестностей Ленинграда, Е. С. Малясовой и Е. А. Спиридоновой (1967) для центральной части Карельского перешейка, М. В. Кабайлене (1965) для Литвы.

3. Пребореальный период (глубина 6,9—7,0 *м*). В составе древесных господствует пыльца березы древовидной (Betula sect. Albae) — 54%, пыльца B. humilis и B. nana встречается единично. Присутствует пыльца вяза (2,4%). Среди трав преобладает пыльца осок (42%) и злаков (38%), участие пыльцы полыней и маревых по сравнению со спектрами предыдущего горизонта сокращается до 2—12%.

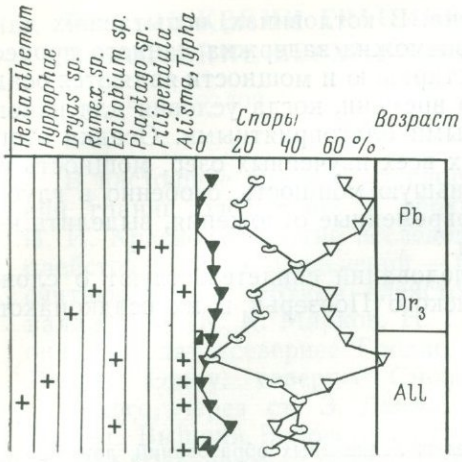
Судя по результатам анализа, в растительном покрове рассматриваемого отрезка времени господствовали березовые леса, но на отдельных участках еще сохранились элементы перигляциальной флоры.

4. Бореальный период (глубина 6,45—6,75 *м*). В спектрах осадков этого времени господствует пыльца сосны (31—36%) и березы (30%). Пыльца широколиственных пород (дуба, вяза и липы) составляет 21—23%. С бореального периода начинается новый этап в развитии растительности данной территории — господство лесных ассоциаций. Широколиственные породы играли значительную роль в общем составе растительности.

5. Атлантический период (глубина 3,15—6,45 *м*). Этот горизонт выделяется по высокому содержанию пыльцы ольхи (32%) и широколиственных пород (дуб, вяз, липа) — до 31—34%, среди которых первой кульминирует пыльца вяза (21%), затем дуба (14,6%) и липы (7,2%). С максимумом пыльцы вяза совпадает максимум пыльцы ели, лещины (35% от суммы пыльцы древесных пород). В составе трав увеличивается количество пыльцы мезофильного разнотравья.

Данный спектр отражает растительность времени климатического оптимума голоцена — господство ассоциаций широколиственного леса и ольшанников. Характерно обильное развитие в озерах береговой и прибрежной растительности с участием Alisma sp., Typhalatifalia L., Sparganium sp., Potamogeton sp., Numphaea sp.

6. Суббореальный период (глубина 1,5—3,15 *м*). В спектрах осадков этого времени резко увеличивается содержание пыльцы ели (21—42%), которая образует здесь свой максимум, являясь лесообразующей породой. Участие пыльцы широколиственных пород сокращается до 13%,



а в верхних слоях — до 5%. Среди трав господствуют злаки и осоки, а среди споровых — зеленые мхи (до 62%).

7. Субатлантический период (глубина 0,0—1,5 *м*). В пыльцевых спектрах господствует пыльца сосны (21—37%) и березы (27—40%). Пыльца ели и широколиственных пород встречается в небольших количествах (10—16%). Данный спектр свидетельствует о смене формаций с участием ели сосновыми и березовыми лесами.

В целом полученная нами диаграмма донных осадков оз. Мутное типична для отложений центральных районов Русской равнины (среднерусский тип диаграммы М. И. Нейштадта). Она характеризует отложения от древнеголоценовых до современных.

Несколько севернее описанных озер лежит оз. Залюбище. Его ложбина (площадь 54 *га*, максимальная глубина 6,5 *м*) приурочена к древней глубокой Чепельской ложбине стока ледниковых вод [1], протягивающейся почти в меридиональном направлении севернее краевых образований двинской стадии. Озеро, так же как и выше описанное, принадлежит бассейну Западной Двины.

На формирование озерных котловин ложбинского типа, каким является и оз. Залюбище, в отдельных случаях могла оказывать влияние долгая консервация их и погребение под рыхлыми отложениями. Котловины могли сохраняться нетронутыми продолжительное время даже если они оказывались на пути талых ледниковых вод (Калачиц, Махнач. Якушко, 1967). Вскрытые отложения в оз. Залюбище датируются атлантическим возрастом, но они наверное не являются самыми древними.

Мощность органо-минеральных отложений в озере невелика. Так, в скважине, заложенной в центре котловины (слой воды 4,75 *м*), вскрыты осадки мощностью 2,65 *м*. Особенности их литологического состава отражают историю развития котловины (сверху вниз):

	Глубина, *м*
Ил кремнеземистый, оливковый, местами слабо опесчаненный	0,0—1,15
Ил кремнеземистый, опесчаненный, сероватый	1,15—1,25
Песок кварцевый, разнозернистый, серый, слабо гумусированный, со слабо выраженной слоистостью	1,25—1,40
Сапропель кремнеземистый, оливковый, книзу уплотненный и несколько опесчаненный	1,40—2,65

Донные отложения подстилаются серым разнозернистым песком с включением гравийного материала. По данным спорово-пыльцевого анализа устанавливается, что верхние 0,0—0,85 *м* относятся к суббореальному периоду, а нижние 0,85—2,65 *м* — к атлантическому.

Полученные материалы указывают, что начало накопления органического ила в озерах Смоленской области относится к аллерёду и

---

[1] Чепельская группа озер размещается по линии ложбины прорыва на продолжении Рудомыйской ложбины выпахивания (Горецкий, 1968). Чепельская ложбина стока ледниковых вод при этом, по-видимому, унаследовала тектоническое понижение.

происходило в течение всего голоцена. В котловинах, испытавших длительную ледниковую консервацию, возможна задержка данного процесса. Наиболее выдержанными по простиранию и мощности являются осадки атлантического и суббореального времени, когда условия для накопления органического ила были самыми благоприятными. Осадки этого возраста прослеживаются в разрезах всех изученных озер, мощность их колеблется от 0,85 до 3,3 *м*. Наименьшую мощность, особенно в глубоководных частях котловин, имеют современные отложения, выделить которые при бурении не всегда удается.

Таким образом, результаты исследований свидетельствуют о сложной истории развития озер Смоленского Поозерья и их осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

Горецкий Г. И. О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциадислокаций и отторженцев.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Гричук В. П., Гричук М. П. К вопросу о характере приледниковых ландшафтов северо-восточной Прибалтики.— Вопр. географии, 1968, сб. 23.

Кабайлене М. В. Стратиграфия донных отложений озер Литвы.— Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965.

Калачиц В. А., Махнач Н. А., Янушко О. Ф. Развитие и возраст некоторых голоценовых озер Белорусского Поозерья.— Материалы 2-го симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967.

Козлов В. Б. О границе последнего оледенения на территории Смоленской области.— Ученые зап. Смоленск. Гос. пед. ин-та, 1967, вып. 19.

Кремень А. С. Генетическая классификация озерных котловин Смоленской области.— Материалы 2-го симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967.

Кремень А. С., Малясова Е. С. К вопросу о развитии и возрасте донных осадков некоторых озер Смоленского Поозерья.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Малясова Е. С., Спиридонова Е. А. Палеогеография голоцена Карельского перешейка.— Материалы 2-го симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

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

Салов И. Н. Некоторые особенности краевых образований валдайского ледника на территории Смоленской области и восточной Белоруссии.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Салов И. Н. О границах максимального распространения ледников московской стадии и валдайского в Белоруссии и Смоленской области и некоторых особенностях их краевых образований.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Чеботарева Н. С. Краевые образования последнего оледенения на Двинско-Днепровском междуречье.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965а.

Чеботарева Н. С. Валдайское оледенение на территории СССР и его деградация.— В кн. «Последний европейский ледниковый покров». М., «Наука», 1965б.

Чеботарева Н. С. Особенности деградации валдайского оледенения на востоке Белоруссии и северо-западе Смоленской области.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Шевченков П. Г. История формирования рельефа Смоленской области.— Ученые зап. Смоленск. Гос. пед. ин-та, 1963, вып. 12.

О ПОЛОЖЕНИИ ГРАНИЦЫ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ И ВЕРХОВЬЕВ ДНЕПРА

В. Б. КОЗЛОВ

В настоящее время идут споры по поводу стратиграфии и проведения границ оледенений в верхнем плейстоцене. А. И. Москвитин, И. И. Краснов и другие исследователи доказывают наличие в верхнем плейстоцене двух оледенений — калининского и осташковского. Другие считают, что в верхнем плейстоцене было только одно оледенение — валдайское (К. К. Марков, Н. С. Чеботарева и др.), границу которого они проводят «севернее Гродно, южнее Вильнюса и оз. Нарочь, через Лепель, Оршу, севернее Смоленска, через с. Пречистое, западнее г. Белого, через ст. З. Двина, пос. Андреаполь, южнее г. Осташков, через г. Вышний Волочек, с. Лесное, с. Пестово и далее теряется в Молого-Шекснинской низине («Рельеф и стратиграфия...», 1961, стр. 72). Г. Ф. Мирчинк (1930, стр. 7) так определил границу вюрмского оледенения: «Калиш — Слуцк — Смолевичи — оз. Пелик — Оболтцы — Ржев — Тверь — Ростов — Кинешма — Галич — Пинега». А. И. Москвитин (1950) принимает эту границу (с уточнениями) для калининского оледенения. По поводу границы валдайского оледенения, по К. К. Маркову и Н. С. Чеботаревой, он пишет (Москвитин, 1965, стр. 34): «От Орши до Белого она совпадает с проведенной мной (Москвитин, 1950) границей калининского оледенения, на остальном протяжении проведена с небольшими отклонениями от линии края моего осташковского оледенения».

Таким образом, граница валдайского оледенения и граница калининского оледенения в пределах Калининской области резко расходятся, но та и другая геоморфологически хорошо выражены.

Как известно, сторонники и калининского, и валдайского оледенений считают, что и тому, и другому предшествовало микулинское межледниковье. Очевидно, чтобы решить вопрос о количестве и положении границ оледенений в верхнем плейстоцене, необходимо изучить условия залегания микулинских отложений по обе стороны указанных границ.

Ниже рассматриваются наиболее важные, спорные и некоторые новые разрезы, условия залегания которых позволяют установить границы верхнеплейстоценовых оледенений.

Наиболее известным для данной территории, да и для территории всей Европейской части СССР, является разрез в с. Микулино (рис. 1,*1*), открытый в 1923 г. А. В. Костюкевичем-Тизенгаузеном и описанный им в 1932 г.

По результатам проведенного В. С. Доктуровским спорово-пыльцевого анализа была составлена диаграмма, которая для того времени оказалась наиболее полной верхнеплейстоценовой спорово-пыльцевой диаграммой. Наряду с ясностью условий залегания — под одной маломощной (0,5—2,0 *м*) мореной — это позволило А. И. Москвитину присвоить название «микулинское» всему межледниковью. Это название стало общепринятым, хотя позднее были изучены и более полные, чем в Микулино, разрезы.

Условия залегания торфяника в с. Микулино явились предметом изучения и причиной спора среди многих исследователей. Большинство из них приходило к выводу, сделанному еще А. В. Костюкевичем-Тизенгаузеном: микулинский торфяник перекрыт маломощной мореной, но некоторые исследователи считали покрывающую торф толщу солифлюкционной или озерно-ледниковой.

Большое значение для решения вопроса о границе верхнеплейстоценового оледенения имеет погребенный торфяник у горы Мачеха в

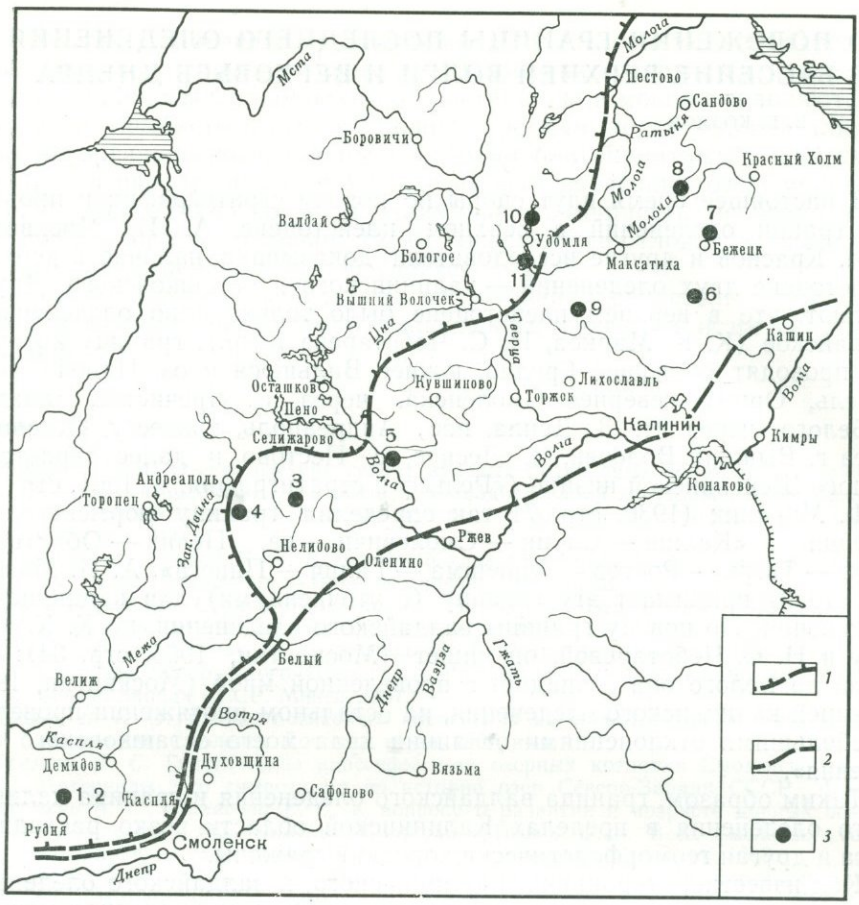


Рис. 1. Схема расположения разрезов с микулинскими межледниковыми отложениями в пределах бассейна Верхней Волги и верховьев Днепра

1 — граница валдайского оледенения («Рельеф и стратиграфия...», 1961); *2* — граница калининского оледенения, по А. И. Москвитину; *3* — разрезы микулинских межледниковых отложений (см. в тексте)

1,5 *км* к югу от с. Микулино (см. рис. 1, 2), открытый в 1952 г. Д. И. Погуляевым. Детально условия залегания были изучены И. Н. Саловым, палинологические анализы производили Н. Я. Кац и С. В. Кац. Пыльцевая диаграмма торфяника, перекрытого мореной мощностью всего 0,25 *м*, отражает середину микулинского межледниковья (Кац Н. Я., Кац С. В., Салов И. Н., 1958).

Разрезы с микулинскими межледниковыми отложениями на водораздельных участках в верховьях Западной Двины и Волги детально изучены и описаны Н. Н. Соколовым (1949). На территории Центрального лесного заповедника (см. рис. 1, 3), в низине, в шурфе 1 вскрыты:

	Глубина, *м*
Порошковая труха, преимущественно из коры деревьев и мелких веточек	0,0—0,2
Торф неразложившийся, слежавшийся, пластинчатый, травяной (осоково-тростниковый)	0,2—0,4
Торф темно-бурый, разложившийся и заиленный	0,4—0,7
Гиттия черная	0,7—0,8
Суглинок голубой, средний, с гравием, книзу постепенно переходит в нижележащую гиттию	0,8—1,2
Гиттия темно-серая, с большой примесью минерального вещества, очень пластичная, с неясным раковистым изломом, с различимыми на глаз растительными остатками	1,2—2,4

Спорово-пыльцевая диаграмма, составленная Г. А. Благовещенским, ни у кого не оставляет сомнений относительно микулинского возраста толщи гиттии, залегающей на глубине 1,2—2,4 *м*.

Н. Н. Соколов считает, что вышележащий суглинок образовался в результате делювиальных процессов, и отмечает, что он постепенно выклинивается к борту низины. За пределами низины, заполненной осадками микулинского века, как бы на ее борту, шурфом вскрыты:

	Глубина, *м*
Суглинок безвалунный	0,0—0,5
Песок мелкий	0,5—1,5
Валунный суглинок	1,5—8,0

А. И. Москвитин считает слой суглинка, кроющий палинологически охарактеризованные микулинские отложения в первом из описанных разрезов, «местной фацией» калининской морены, указывая, что «нетипичность (в суглинке встречен только гравий, а не валуны) и малая мощность зависят, во-первых, от оглеения и, во-вторых, от положения разреза — на дне западины» (Москвитин, 1950, стр. 45).

Маловероятно, однако, чтобы столь резкие различия в фациальном составе морены и ее мощности могли проявиться в пределах незначительного понижения (диаметр до 250 *м*), так как здесь находился не край ледника, а его основное тело.

При геологической съемке описанный Н. Н. Соколовым разрез в Центральном лесном заповеднике обнаружен не был. Зато межледниковые отложения у дер. Зуево (см. рис. 1,4), самого западного из описанных Н. Н. Соколовым разрезов, были вскрыты тремя скважинами. «Они подтвердили данные Н. Н. Соколова о том, что межледниковые отложения здесь перекрыты только маломощными (до 2,0 *м*) водноледниковыми отложениями» (Лопатников, Шик, 1962, стр. 127).

Мы проводили исследования в этом районе. Уплощенные водоразделы здесь имеют слабо заболоченные понижения в мощном слое валунного суглинка (вскрытая мощность в шурфе более 6,0 *м*). За пределами понижений валунный суглинок перекрыт безвалунным покровным суглинком или супесью мощностью до 1,0 *м*. Все это позволяет присоединиться к мнению Н. Н. Соколова и считать, что верхнеплейстоценовое оледенение не перекрывало этот район.

Микулинские межледниковые отложения на р. М. Коша (см. рис. 1,5) ранее считались не перекрытыми мореной (Чеботарева, Недошивина, Столярова, 1961). Позже Н. С. Чеботарева (устное сообщение, 1966 г.) обнаружила, что над микулинскими отложениями имеются линзы валунного суглинка, включенные в песок.

Исследования Л. Т. Семененко (устное сообщение, 1968 г.) показали, что отдельные линзы мореноподобных отложений над межледниковой толщей скорее всего солифлюкционного происхождения. Исходя из этого, можно полагать, что данный разрез располагался в перигляциальной зоне валдайского ледника, возможно недалеко от его края.

У дер. Топориха (см. рис. 1,6), в 65 *км* северо-северо-восточнее г. Калинин, слои с органическими остатками микулинского времени (к сожалению, не вскрытые на полную мощность) не перекрыты мореной (Чеботарева, Федорова, 1965).

А. И. Москвитин (1939) описал торфяник с микулинскими межледниковыми отложениями на северной окраине г. Бежецк (см. рис. 1, 7), который, по его мнению, перекрыт мореной, переходящей в локальную фацию, состоящую из переменных и перетертых межледниковых озерно-болотных отложений. Торфяник разбит морозобойными трещинами. Осенью 1967 г. нами совместно с Т. И. Столяровой и В. Б. Бахромкиным были изучены условия залегания торфяника на северо-восточной окраи-

не г. Бежецк. Торфяник мощностью от 1 до 1,8 *м* прослеживается в искусственной выработке более чем на 100 *м*. Лежит он на валунном суглинке и перекрыт толщей серовато-желтой озерной супеси (без следов размыва!) мощностью от 1,8 до 2,3 *м*. В нижней части кроющей толщи прослеживается выдержанный слой (0,15—0,20 *м*) синеватой озерной глины. Бурением доказано отсутствие морены над торфяником.

Окрестности г. Бежецк представляют полого-волнистую равнину с перепадом высот порядка 6,0—7,0 *м*. Главную роль в формировании рельефа здесь сыграли древние обширные озера. Поэтому совершенно очевидно, что торфяник, описанный А. И. Москвитиным, и торфяник, вновь открытый, если и не являются частями одного и того же обширного древнего торфяника, то формировались в одинаковых палеогеографических условиях. Рельеф этого района не дает оснований проводить границу оледенения в пределах г. Бежецк.

«Локальная морена» над торфяником, описанная А. И. Москвитиным, скорее всего представляет собой делювиально-солифлюкционное образование, поскольку рядом находится оз, упоминаемый А. И. Москвитиным.

Торфяник у дер. Борок на р. Мелеча (см. рис. 1, 8) впервые описан А. Б. Миссуной. Торф содержит семена бразении, альдрованды, наяд, водяных лилий, рдестов, малины, камыша. Условия залегания А. Б. Миссуна не приводит.

Считая торфяник микулинским, А. И. Москвитин (1950) пишет: «Я высказал предположение о былом присутствии над торфом морены калининского оледенения, смытой со склона над обнажениями (Москвитин, 1939, стр. 59)».

В 1960 г. Н. С. Чеботарева предприняла дополнительное изучение этого разреза. Геоморфологию района и условия залегания торфяника она характеризует следующим образом: «Река Мелеча течет в этом районе по широкой заболоченной низине, среди которой имеются плоские холмы самой различной формы. Холмы сложены с поверхности алевритами, подстилаемыми мореной.

Долина р. Мелечи не имеет четко оформленного облика. Здесь находится единственная терраса высотой 3,5—4,0 *м*, поверхность которой изобилует рытвинами, понижениями, небольшими озерками — старицами. По левому же берегу р. Мелечи ниже деревни вскрываются следующие слои (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Алеврит коричнево-серый	2,0
2. Алеврит тонкий, серый, переход к следующему слою постепенный	0,1
3. Глина бурая, оторфованная, со стеблями растений	0,2
4. Торф с семенами, древесиной и другими остатками растений . . .	от 0,1 до 0,3
5. Глина синевато-серая, с растительными остатками.	1,1
6. Песок голубовато-серый, тонкозернистый, илистый.	0,15
7. Глина серая, опесчаненная, прожилки грубого песка, включается мелкая галька, внизу ее больше»	

Н. С. Чеботарева (1962, стр. 156) заключает: «Разрез не может быть использован для обоснования положения границы верхнеплейстоценового оледенения южнее этого разреза».

В 1967—1968 гг. нами проводилось исследование окрестностей дер. Борок. Оно подтвердило выводы Н. С. Чеботаревой. Вместе с тем было установлено, что единственная терраса у дер. Борок — пойменная. Пойма Мелечи цокольная, причем под 0,3—0,5 *м* аллювия (супеси серовато-желтой, тонкой) в цоколе лежат то суглинок валунный (в пределах дер. Борок), то озерные и озерно-болотные отложения (ниже по течению), возможно микулинского возраста.

Межледниковый торфяник у дер. Сосновка (см. рис. 1, 9) был описан нами летом 1965 г. Находится он в 75 *км* северо-северо-западнее г. Калинин, на междуречье Тифины и Медведицы. Дер. Сосновка расположена на невысокой гряде, сложенной красно-бурым валунным суглинком и перекрытым невыдержанным и маломощным (до 0,3 *м*) слоем серовато-желтой безвалунной супеси. К северу от деревни начинается довольно пологий склон, переходящий в полого-волнистую равнину, поверхность которой в целом на 10—15 *м* ниже моренной гряды. С середины склона гряды морена перекрыта желтоватым разнозернистым песком, мощность которого у подножия склона достигает 1,5 *м*.

На равнине имеются невысокие пологие гряды, сложенные красновато-бурым валунным суглинком, перекрытым маломощным (0,3—0,8 *м*) мелкозернистым песком. Пониженные участки линейно вытянуты с востока-юго-востока на запад-северо-запад и являются, по-видимому, ложбинами стока талых ледниковых вод. Эти ложбины кое-где унаследованы современной гидрографической сетью (руч. Киировка). Талые ледниковые воды обусловили общую выположенность равнинной части территории с общим уклоном к северо-западу. Перепад высот здесь не превышает 5—6 *м*.

В 1,3 *км* к северу от дер. Сосновка, в ложбине, у ее пологого борта в шурфе (абс. высота 164 *м*), дополненном скважиной ручного бурения, был описан следующий разрез:

	Мощность, *м*	Глубина подошвы, *м*
1. Песок серый, среднезернистый, средней окатанности (горизонт оподзоливания)	0,30	0,30
2. Песок желтый, среднезернистый, однородный, плотный, в верхней части слоя с прослоем ортзанда, в нижней части — водонасыщенный. Постепенно переходит в следующий слой	0,60	0,90
3. Песок серый, разнозернистый, преимущественно среднезернистый, несколько глинистый, с редкими гальками. Встречен валун кварцита до 15 *см*	0,30	1,20
4. Торф темно-коричневый, в верхней части землистый, ниже и до конца слоя слегка опесчаненный с хорошо различимыми остатками древесины. По всей толще через неравномерные промежутки отмечены тонкие (до 1—1,5 *см*) прослои коричневого плохо разложившегося торфа	1,0	2,20
5. Глина синевато-серая, пластичная, переслаивающаяся с тонкими (1—1,5 *см*) торфяными прослоями	0,40	2,60
6. Глина синевато-серая, пластичная, плотная, с ржавыми примазками	пройдено 0,60	3,20

Интересно отметить, что в одной из стенок шурфа видно котлообразное углубление в толще торфа (верхний диаметр 0,80 *м*) на глубину 1,0 *м* до слоя 5. Это углубление заполнено серым среднезернистым песком с редкой галькой. Очевидно, это результат воздействия на торф мерзлотных процессов. Возможно, что талые ледниковые воды впоследствии окончательно оформили «котел».

Из слоев 2—6 были отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ, который производился в лаборатории НИГЭИ Ленинградского университета Е. Н. Ананьевой (рис. 2). Комплекс пыльцы и спор из слоев 5 и 6 соответствует, по ее заключению, зоне M_4 по схеме В. П. Гричука (1961). Пыльца древесных пород составляет 18—36%, из которых преобладает пыльца ели. Пыльца травяных растений составляет 13—26%, причем преобладают осоковые. Пыльца в торфе (слой 4) обильна и отличается слабой степенью фоссилизации. Господствует пыльца древесных пород. На долю широколиственных пород приходится до 90% пыльцы; преобладает дуб с постоянным участием вяза, граба. Пыльца травяных количественно незначительна, но качественный состав интере-

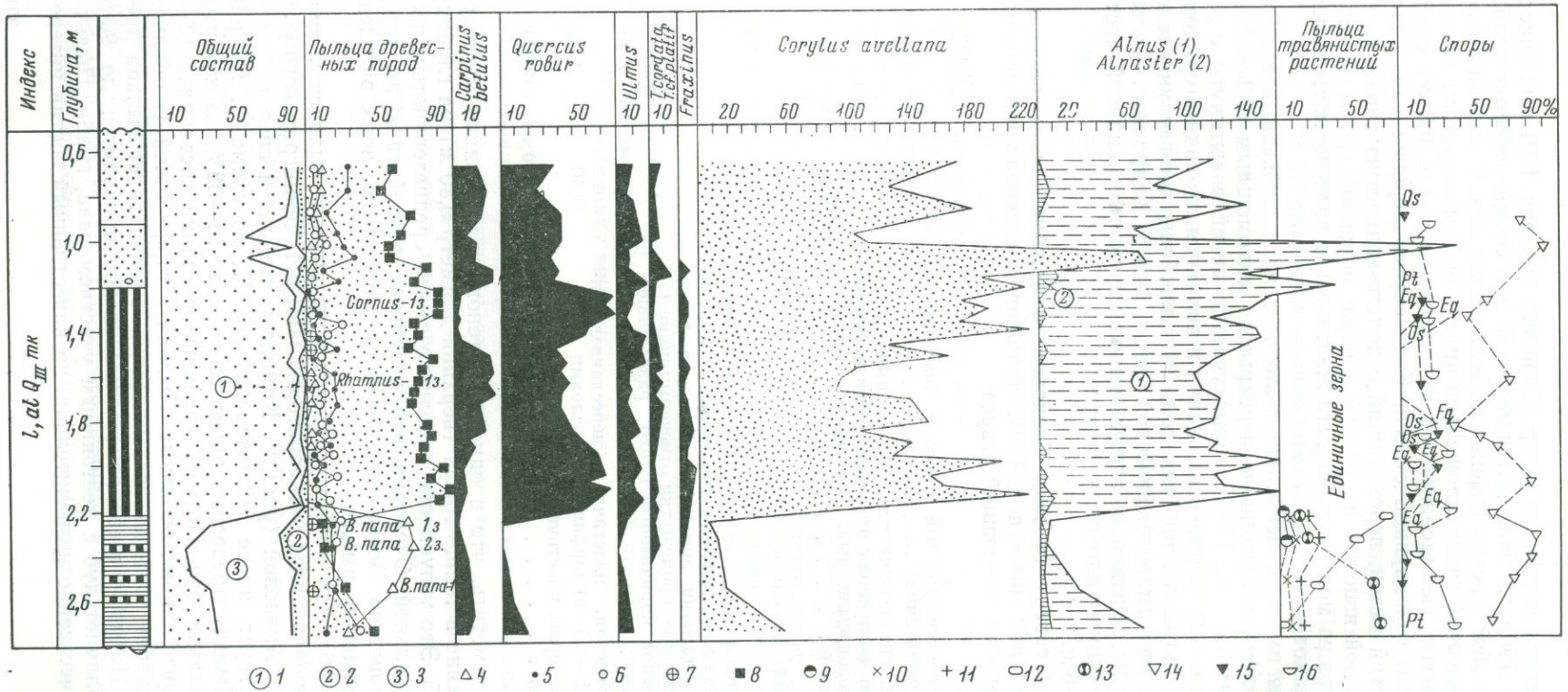


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма микулинских межледниковых отложений, вскрытых шурфом у дер. Сосновка

1 — пыльца древесных пород; *2* — пыльца травянистых растений; *3* — споры; *4* — ель; *5* — сосна; *6* — береза; *7* — ива; *8* — сумма широколиственных пород; *9* — злаковые; *10* — лебедовые; *11* — полынь; *12* — осоковые; *13* — разнотравье; *14* — зеленые мхи; *15* — сфагновые мхи; *16* — папоротники; *os* — Osmunda

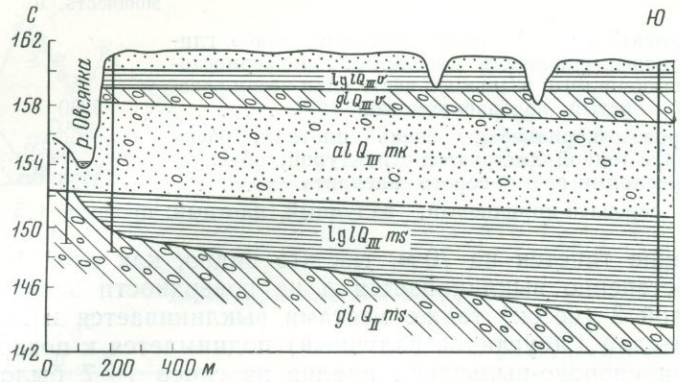


Рис. 3. Геологический профиль в районе дер. Ряд

сен: здесь встречена в основном пыльца водных растений, в том числе бразения, водяной орех; определены также споры двух видов Osmunda.

Последовательность кульминаций характерна для микулинского межледниковья. Спорово-пыльцевой комплекс из образцов слоя 2 и 3 является как бы продолжением предыдущего комплекса. Е. Н. Ананова заключает: «Не вызывает сомнения, что торфяник, погребенный под слоями песка, образовался во время климатического оптимума микулинского межледниковья...»

Для уточнения стратиграфического положения торфяника летом 1967 г. Н. Г. Бородин произвел здесь шнековое бурение. Полученные материалы позволяют говорить об отсутствии морены или следов ее размыва в кровле торфа и показывают, что микулинский торфяник лежит на песках и глине, заполняющей глубоко и круто врезанный в моренную толщу желоб. Очевидно, этот желоб служил магистралью стока талых ледниковых вод (характер вреза свидетельствует об интенсивности водного потока) последнего для этой территории оледенения во время его отступания к северу, при этом пески сменились озерно-ледниковыми глинами. Наиболее глубокие участки озерно-ледникового бассейна в микулинское время существовали как озера, впоследствии заболоченные. Талыми водами отступавшего валдайского ледника были смыты с моренного борта те редкие гальки и валун, которые отмечены в слое 3, кроющем торф.

Разрез у дер. Ряд в 45 *км* к северо-востоку от г. Вышний Волочек (см. рис. 1, 10) описан нами летом 1965 г. Этот разрез находится в обрыве левого берега р. Овсянка, впадающей в оз. Удомля с северо-востока, в 200 *м* выше устья. Оз. Удомля у дер. Ряд имеет террасовидную поверхность высотой 6—8 *м* над урезом воды (абс. высота уреза 155 *м*). В эту поверхность и врезано русло р. Овсянка. Строение северо-восточного берега оз. Удомля хорошо видно на профиле, составленном по материалам бурения (рис. 3). В обнажении, продолженном шнековой скважиной, с абсолютной высоты 162 *м* наблюдаются:

	Мощность, *м*	Глубина подошвы, *м*
1. Песок желтый, разнозернистый, в нижней части слоя с неясной горизонтальной слоистостью	1,25	1,25
2. Глина красновато-шоколадная, очень пластичная, плотная, с синеватыми примазками; контакт резкий	0,70	1,95
3. Песок серовато-желтый, мелкозернистый, с прослоями (0,5—1,5 *см*) глины серовато-коричневой	0,25	2,20
4. Суглинок красновато-коричневый, валунный, песчаный, с охристыми примазками; контакт резкий, но неровный	1,0	3,20

	Мощность, *м*	Глубина подошвы, *м*
5. Песок серовато-желтый, разнозернистый, слабо глинистый, с невыдержанными прослоями тонкозернистого и среднезернистого; в нижней части слоя песок розовато-серый, чистый, водонасыщенный	5,60	8,80
6. Глина серовато-коричневая, очень плотная, очень пластичная, с тонкой листоватой структурой, обусловленной прослоями светло-серого алеврита	3,20	12,0
7. Суглинок серовато-коричневый, валунный, плотный; пройдено 1,5		13,50

Обнажение тянется на 70 *м*, так что видно, как слой 1 (песок) к востоку постепенно выклинивается и на поверхности залегает слой 2 (глина), слой 3 (песок) также местами выклинивается и вверх по течению реки слой 4 (суглинок валунный) поднимается к поверхности.

Всего на спорово-пыльцевой анализ из слоев 1—7 было отобрано 50 образцов. Анализ проводился палинологом Д. И. Пономаревой в спорово-пыльцевой лаборатории НИГЭИ Ленинградского университета (рис. 4). Наиболее богатый комплекс выделен в слое 3. Здесь для спорово-пыльцевого спектра характерно абсолютное господство пыльцы древесных пород (80—90%), причем на долю широколиственных пород приходится до 50%. В составе пыльцы широколиственных пород преобладает пыльца дуба (до 30%), граба (до 12%); пыльца вяза и липы не столь обильна. По заключению Д. И. Пономаревой, этот комплекс можно отнести к фазе смешанных лесов, характеризующих, вероятно, климатический оптимум микулинского межледниковья. К сожалению, из этого слоя было отобрано всего пять образцов, что не позволяет охарактеризовать микулинскую толщу достаточно подробно.

Таким образом, микулинская межледниковая толща здесь перекрыта только одной мореной.

В 20 *км* к югу от оз. Удомля, у дер. Тараки, в долине р. Волчина в 1965 г. под 30-метровой толщей разнозернистого песка скважиной вскрыт 3,5-метровый слой глины. Анализ глин производился палинологом А. А. Гузман. Спорово-пыльцевая диаграмма характерна для микулинского межледниковья.

Район дер. Тараки, расположенный несколько южнее предельных краевых образований валдайского ледника, отличается уплощенностью рельефа, невыдержанным и маломощным горизонтом морены, преобладанием водно-ледниковых отложений. Здесь обычны небольшие камы и озы, один из которых находится в 40 *м* к северу от скважины. Нам представляется, что край последнего ледника только на короткое время продвинулся на эту территорию, а затем быстро отступил на линию хорошо выраженных в рельефе предельных краевых образований. Во время стояния на этой линии воды тающего ледника заполнили трещины омертвелого льда в районе дер. Тараки, а позднее размыли маломощный горизонт морены валдайского ледника.

Таким образом, геоморфологические особенности описываемой территории как будто позволяют провести границы и калининского и валдайского оледенения. Но вот что показывает анализ условий залеганий микулинских межледниковых отложений в описанных выше разрезах: 1) микулинская толща с. Микулино (см. рис. 1, 1), горы Мачеха (см. рис. 1, 2), дер. Ряд (рис. 1, 10) перекрыта мореной; 2) в районе дер. Тараки (рис. 1, 11) и р. Коша (рис. 1, 5) ледник, очевидно, перекрывал микулинские осадки уже на пределе своего распространения, поэтому кроющая морена здесь практически местами не сохранилась; 3) микулинские межледниковые отложения у дер. Зуево (рис. 1, 4), бывшего Центрального лесного заповедника (рис. 1, 3), дер. Топориха (рис. 1, 6), г. Бежецк (рис. 1, 7), дер. Борок на р. Мелеча (рис. 1, 8), дер. Сосновка (рис. 1, 9) не перекрыты мореной и, следовательно, не перекрывались верхнеплейстоценовым ледником.

Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых отложений в обнажении у дер. Ряд

Условные обозначения см. на рис. 2, наполовину залитый квадрат — плауновые

Следовательно, граница валдайского оледенения в пределах бассейна Верхней Волги и верховьев Днепра в принципе проведена Н. С. Чеботаревой («Рельеф и стратиграфия...», 1961) правильно.

ЛИТЕРАТУРА

Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Кац Н. Я., Кац С. В., Салов И. Н. Новые разрезы рисс-вюрмских (микулинских) межледниковых отложений — гора Прялица (на р. Меже) и гора Мачеха (с. Микулино).— Сб. научных работ Смоленского краеведч. н.-и. ин-та, вып. 2. Смоленск, 1958.

Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Погребенный рисс-вюрмский (шельский) межледниковый торфяник у с. Микулино.— Путеводитель экскурсий 2-ой конф. Ассоц. по изуч. четвертичных отложений Европы. М., 1932.

Козлов В. Б. О возрасте краевых образований бассейна Верхней Волги и верховьев Днепра.— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Лопатников М. И., Шик С. М. Положение границы верхнечетвертичного оледенения в Смоленской и Калининской областях.— Материалы по геол. и полезн. ископаемым Центральных районов Европейской части СССР, вып. V. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Марков К. К. Положение границы ледникового покрова в Европейской части СССР в последнюю (валдайскую) ледниковую эпоху.— Проблемы физ. географии, 1940, вып. 9.

Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1930, № 2.

Москвитин А. И. Геологический очерк Калининской области.— Ученые зап. МГУ, отд. геогр., 1939, вып. 31.

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

Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Соколов Н. Н. О положении границ оледенения в Европейской части СССР. — Труды Ин-та геогр., 1946, вып. 37. Проблемы палеогеографии четвертичного периода.

Соколов Н. Н. Рельеф и четвертичные отложения Центрального лесного заповедника.— Ученые зап. ЛГУ, 1949, серия геогр., № 124, вып. 6.

Чеботарева Н. С. Граница максимального распространения последнего ледникового покрова и некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР.— Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР,1962, т. XIX.

Чеботарева Н. С., Недошивина М. А., Столярова Т. И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1961, № 26.

Чеботарева Н. С., Федорова Р. В. Разрез микулинских межледниковых отложений на территории Калининского Заволжья.— В сб. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода». М., «Наука» 1965.

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ГЛЯЦИОТЕКТОНИКИ

Н. И. КРИГЕР

К гляциодислокациям следует относить не только различные гляциогенные складки и разрывы, но и отторженцы и котловины ледникового выпахивания. Все эти образования представляют собой следы деформаций и перемещения материала, парагенетически между собой тесно связанные.

Гляциодислокации особенно характерны для напорных морен-гряд, сложенных перемятыми коренными, водно-ледниковыми и моренными

отложениями. С другими формами так называемой краевой ледниковой зоны (камами, озами и т. д.), а также с донной мореной связаны лишь сравнительно небольшие гляциодислокации. Некоторые исследователи (Rutten, 1960; Kupsch, 1962) рекомендуют не путать напорные морены с конечными моренами, другие (Москвитин, 1957), напротив, считают наличие отторженцев коренных пород и дислоцированность водно-ледниковых отложений главным признаком, отличающим конечные морены от камов. Обычно (Gripp, 1941; Weisse, 1965) конечные морены делят на насыпные (или аккумулятивные), сложенные относительно мало дислоцированным, преимущественно флювиогляциальным материалом, и напорные. Е. В. Шанцер (1966) справедливо отмечает условность этого разделения, поскольку и в насыпных моренах имеются следы напорных явлений.

Рискованно определять границы плейстоценовых ледников по конечным моренам, так как из-за распространения мертвого льда в приледниковой зоне «ледниковый край» вообще мог не существовать (Bülow, 1927; Марков, 1931). При описании конечных морен было отмечено (Кригер, Москвитин, 1964), что нельзя принципиально исключить возможность возникновения сходных образований и под толщей льда при наличии выраженных в подледниковом рельефе препятствий движущемуся льду. В таком случае эти образования можно рассматривать как своеобразные локальные утолщения покрова ледниковых отложений. Возможность такого толкования указывалась нами для Солигорской конечной морены в Белоруссии (Кригер, 1967, 1968). Однако для краевой зоны активного льда напорные морены более характерны.

История изучения. Основателем учения о гляциодислокациях является Ф. Джонструп (Johnstrup, 1874). Он еще в период становления ледниковой теории описал на о-вах Мён и Рюген (Балтийское море) развитие складок, чешуйчатых надвигов и грандиозных отторженцев, созданных напором ледников, двигавшихся со стороны Балтийского моря. Его идеи не были поняты современниками, которые принимали нарушения слоев на Мёне и Рюгене за следы настоящих, но очень молодых тектонических движений. Лишь позднейшие исследования (Slater, 1927a; Brinkmann, 1953; Грипп, 1957) в основном подтвердили справедливость идей Ф. Джонструпа.

В конце XIX в. наметились два направления в изучении влияния древних ледников на свое ложе. Одни исследователи объясняли гляциодислокации выдавливанием пород из-под края ледника под тяжестью льда (Wanschaffe, 1882), другие указывали на влияние бокового напора двигавшегося льда (Credner, 1880). Последняя идея получила широкое развитие со второй четверти XX в. О. Гопкинс (Hopkins, 1923) в Альберте (Канада), Ж. Слейтер (Slater, 1927a, б, в) в Альберте, Дании и Великобритании описали складки и надвиги, созданные боковым напором льда. Огромное значение имело изучение современных гляциодислокаций К. Гриппом (Gripp, 1927, 1929; Gripp, Todtmann, 1926), подтвердившее эту идею для плейстоцена Центральной Европы (Gripp, 1941; Schott, 1934). Работы Д. Н. Соболева (1926) о Каневских гляциодислокациях помогли понять огромные размеры гляциотектонических нарушений. Одновременно был развенчан миф о тектоническом Вышневолоцко-Новоторжском вале, оказавшемся серией грандиозных ледниковых отторженцев (Хименков, 1933; Москвитин, 1938). Идеи Ф. Джонструпа о грандиозности гляциотектонических нарушений были подтверждены.

В результате исследований Ж. Слейтера, К. Гриппа и К. Рихтера (Richter, 1929) было установлено, что чешуйчатое строение напорных морен отражает ископаемую структуру ледника и что, следовательно, так называемое нарушенное залегание слоев в этих случаях является нормальным, характеризующим седиментологический процесс внутри

краевой части ледника. Этот важный вывод К. Гриппа и К. Рихтера до сих пор усвоен далеко не всеми исследователями, и нередко напорные морены рассматривают как чуждые леднику тела, перемещенные его наступавшим фронтом.

В настоящее время наблюдается быстрый рост мировой литературы о напорных моренах. Для их изучения привлекаются новые методы, в том числе экспериментальные. В значительном объеме проводятся буровые и горнопроходческие работы, которые позволяют изучать котловины ледникового выпахивания.

Современная гляциотектоника. Исследования современных ледников показали, что гляциодислокации в краевой зоне имеются далеко не во всех случаях. Например, в краевой зоне ледникового покрова Восточной Антарктиды образование значительных гляциодислокаций невозможно в связи с прочностью скальных пород; здесь имеются лишь незначительные отторженцы (диаметром до 4—6 *м*). У выступов коренных пород, выходящих из-под льда, наблюдается выталкивание моренного материала (подъем мореносодержащего льда) к поверхности и формирование моренных грядок (Евтеев, 1964).

Небольшие гляциодислокации в краевой зоне современных ледников не редкость. На территории СССР они встречены на Новой Земле во фронте ледников Панкратьевского (Gronlie, 1924) и Шокальского (Коломыц, 1963).

Совершенно другое значение имеют мощные гляциодислокации в краевых зонах ледников Шпицбергена. Здесь К. Грипп (Gripp, 1927, 1929; Gripp, Todtmann, 1926) изучил 21 ледник, из которых 16 имеют напорные конечное морены. Особенно интересны исследования на ледниках Холмстрём, Пенка, Ушер (Сторфьорд), Грин-Бэй. После К. Гриппа современные гляциодислокации на Шпицбергене изучали и другие исследователи (Klimaszewski, 1960; Szupryczynski, 1963, 1968; Лаврушин, 1969).

К. Грипп показал, что в краевых зонах ледников Шпицбергена полосы дислокаций имеют длину до 5 *км*, ширину до 1—1,5 *км*. Они состоят из ряда моренных валов (от немногих до 30), высота которых достигает близ края ледника 60—80 *м*. В строении валов принимают участие дислоцированные (выдавленные вверх — вперед) морские, флювиогляциальные, моренные и озерные отложения, а также глетчерный лед.

Результаты исследований К. Гриппа на Шпицбергене произвели большое впечатление на исследователей плейстоценовых гляциодислокаций в Европе. Достаточно указать, что осторожный А. Йессен (Yessen, 1931), детально изучивший обширную область мощных дислокаций в районе Лёнструпа в Дании, пришел к выводу, что в свете исследований К. Гриппа на Шпицбергене можно заключить о возможности создания ледником дислокаций в Лёнструпе и Мёне. И все же надо отметить, что плейстоценовые гляциодислокации иногда значительно более мощны, чем известные до сих пор современные. К сожалению, изучение современных гляциодислокаций связано с большими трудностями, поскольку многие из них скрыты в толщах льда. Плейстоценовые гляциодислокации на территории исчезнувших материковых льдов находятся в этом отношении в более благоприятных условиях.

За последние годы в гляциологии наметились новые направления, развитие которых должно иметь большое значение для изучения гляциодислокаций. П. А. Шумский (1955) применил к изучению льда метод структурного анализа, напоминающий метод Б. Зандера, который применяется в тектонике. Такой метод работы позволил исследователям Земли Франца-Иосифа (Гросвальд, Кренке, 1961; Гросвальд, Псарева, 1961) говорить о «тектонической структуре ледников» или о «гляциотектонике»,— формах залегания глетчерного льда. По мнению

М. Г. Гросвальда, главными чертами «тектоники» каждого ледникового купола являются: наличие ледяного антиклинала («тектонического вала») в его периферической части, система пологих надвигов в проксимальном крыле антиклинала («зона глубинного разлома») и обилие мелких «тектонических» несогласий на дистальном крыле антиклинала. Я. Шупрычиньский (Szupryszynski, 1963) описал в краевых зонах ледников Шпицбергена «ледниково-моренные валы», напоминающие «тектонические валы» М. Г. Гросвальда. И хотя концепция М. Г. Гросвальда вызвала возражения (Евтеев, 1965), указанные работы сохраняют интерес с методической точки зрения.

Во всяком случае, при изучении плейстоценовых гляциодислокаций следует учитывать факт, твердо установленный современной гляциологией: смятие и выпирание вверх — вперед по разрывам толщ мореносодержащего льда (Флинт, 1963; Шумский, 1955, стр. 337; Гросвальд, Кренке, 1961; Евтеев, 1965). В составе мореносодержащего льда смещаются и мощные пачки коренных, ледниковых и водно-ледниковых отложений.

Ансамбль краевых форм. Краевые формы рельефа могут образовывать разнообразные сочетания, но часто наблюдается характерный ансамбль этих форм, состоящий из экзарационной впадины, впереди и по бокам которой располагаются напорные морены. Часто также указывают (Давыдова, Москвитин, 1939; Кригер, 1967), что за дистальным краем морен следует зона распространения форм, связанных с мертвым льдом (камы, озы и т. д.). В некоторых случаях эти формы могут быть и несинхронными. Но на Солигорской гряде признаки типичной морены имеются преимущественнно в проксимальной части, тогда как дистальная часть сложена главным образом флювиогляциальными песками с очень редкими следами дислокаций; таким образом, дистальная часть Солигорской морены по характеру приближается к насыпным моренам и камам (рисунок).

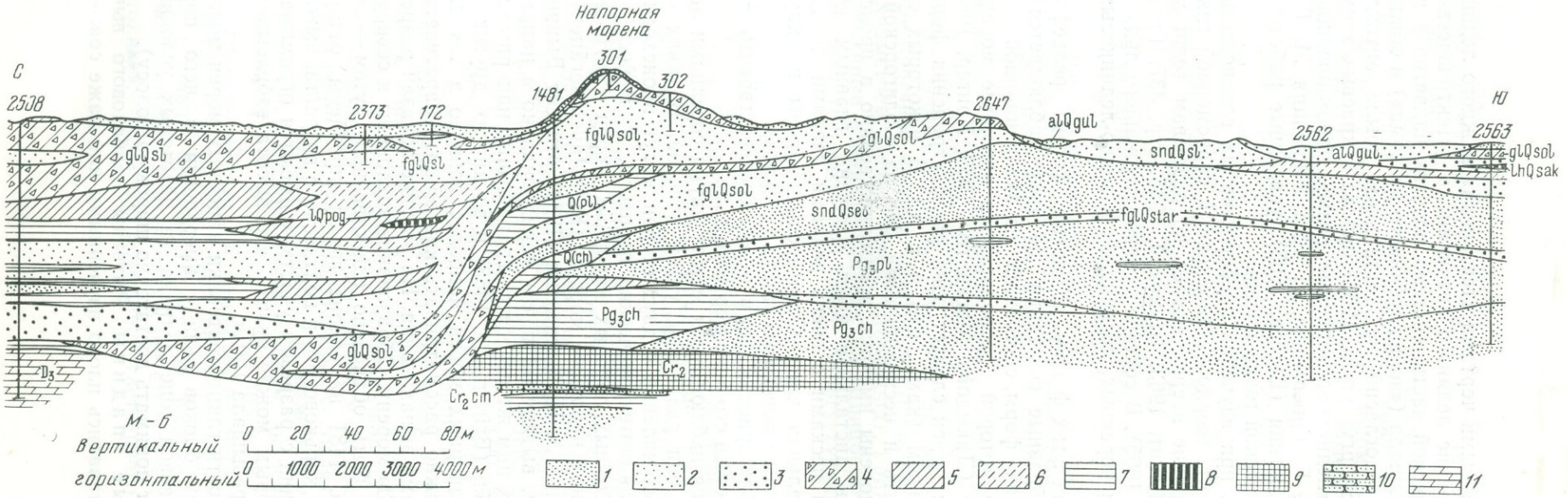
Описанный ансамбль краевых форм может соответствовать ледниковому языку и окружающей его зоне мертвого льда.

Интересные явления наблюдаются между двумя соседними ледниковыми языками, если они разделены узкой полосой. В таких случаях в результате напорных явлений с двух сторон могут происходить особенно интенсивные гляциотектонические процессы. Р. Вайссе (Weisse, 1965) отличает от обычных лобовых напорных морен (Stirnstauchmoränen) эти защемленные напорные морены (Kerbstauchmoränen). К такой группе образований А. И. Москвитин (1938) относит Вышневолоцко-Новоторжский вал, вытянутый почти меридионально в направлении движения ледников. К ним же относятся грандиозные напорные морены в Ясмунде на о-ве Мён (Brinkmann, 1953) и во многих других местах.

Происхождение напорных морен наиболее понятно в тех случаях, когда эти морены можно рассматривать как единый парагенетический комплекс с котловинами выпахивания. На рисунке показан разрез через Солигорскую напорную морену. Образование котловины к северу от моренной гряды может быть объяснено единственным путем — ледниковой экзарацией. Скв. 1481 на склоне гряды пройдены отторженцы третичных отложений харьковского и полтавского возраста, выжатые из котловины. На соседних с разрезом участках имеются огромные отторженцы мела, по которым можно судить, что высота взбрасывания отторженцев местами превышала 100 *м*.

Основные особенности гляциотектоники напорных морен можно объяснить выдавливанием блоков льда с вмерзшими в него породами вверх — вперед в краевой зоне ледника (в некоторых условиях под краевой зоной следует понимать достаточно широкую полосу).

Экзарационные впадины. Рытвины ледникового выпахивания долгое время оставались плохо изученными или даже совсем неиз-



Разрез через экзарационную котловину и напорную морену у Солигорска

1 — пески мелкозернистые; *2* — пески среднезернистые; *3* — пески крупнозернистые; *4* — моренные отложения; *5* — суглинки; *6* — супеси; *7* — глины; *8* — торфяники; *9* — писчий мел; *10* — песчаники; *11* — мергель. D_3 — верхний девон; Cr_2cm — сеноман; Cr_2 — верхний мел (надсеноманские горизонты); Pg_3ch — харьковские слои; Pg_3pl — полтавские слои; *fgl*Qstar — флювиогляциальные отложения старобинского оледенения; *lh*Qsak — саковичские озерно-болотные межледниковые отложения; *snd*Qsel — сельцовская зандровая толща; *fgl*Qsol, *gl*Qsol — флювиогляциальные и ледниковые отложения солигорского (днепровского) оледенения; Q(ch), Q(pl) — отторженцы харьковских и полтавских отложений в солигорской морене; *l*Qpog — погостские озерные отложения; *snd*Qsl, *fgl*Qsl, *gl*Qsl — зандровые, флювиогляциальные (ледникового контакта) и ледниковые отложения слуцкого (московского) оледенения; *al*Qgul — древний аллювий (гулевичская фаза)

вестными. Исследователи принимали их за древние речные долины. Иному решению вопроса препятствовали недостаток фактического материала и нечеткие представления о вероятной форме экзарационных котловин, их связи с напорными моренами. Еще недавно М. Ганнеман и Х. Радтке (Hannemann, Radtke, 1961) изучили погребенные впадины в юго-восточном Бранденбурге (ГДР) в соседстве с мощными напорными моренами. Ложе четвертичных отложений во впадинах располагается на отметках от 40 до 238 *м* ниже ур. моря. Указанные авторы объяснили происхождение впадин эрозией талых ледниковых вод. Третичные отложения, имеющие здесь мощность 130—250 *м*, во впадинах полностью или в значительной мере удалены. М. Ганнеман и Х. Радтке не могли допустить экзарационное происхождение впадин в связи с их широтным простиранием, требующим, по их мнению, движения ледника в широтном направлении; такое направление движения нельзя согласовать с широтным простиранием напорных морен. Ч. О. Кудаба (1965) обнаружил, что в Литве гляцигенные рытвины расположены вереницами, параллельными краевым ледниковым грядам. Однако он не обнаружил связи этих рытвин с напорными моренами.

Г. И. Горецкий (1966, 1967), обобщивший имеющиеся данные, показал, что на Русской равнине широко распространены котловины ледникового выпахивания (обычно принимаемые за погребенные речные долины), с окраинами которых связаны гляциодислокации. Г. И. Горецкий иллюстрирует свою мысль примерами ряда котловин выпахивания: Солоницкая, Усольская (оз. Плещеево), Галичская, Сещинская, Гродненская и др.

Интересное исследование по гляцигенным котловинам ГДР опубликовал Л. Эйссман (Eissmann, 1967), показавший, что здесь имеются два типа таких котловин: экзарационные, созданные выпахиванием, и эрозионные гляциофлювиальные. Последние образуются в результате деятельности подледовых потоков, заполнены песками и галечниками, иногда содержащими глыбы донной морены (обваливались с потолка и стен ледяных коридоров). С этими котловинами связаны лишь небольшие гляциодислокации, вызванные обрушением ледяных сводов.

Экзарационные котловины, с которыми связаны напорные морены, по-видимому, могут простираться как вдоль края ледника перпендикулярно направлению течения льда, так и по направлению течения льда в выдвинувшихся ледниковых языках (например, Сещинская впадина близ Рославля). Толща, заполняющая котловины, в нижней части сложена донной мореной, в верхней — часто озерными (в том числе межледниковыми) отложениями.

Мощность дислоцированных толщ. Одной из особенностей гляциодислокаций является их «поверхностный» характер. Мощность дислоцированной толщи на отдельных примерах показана в таблице, представляющей собой измененную и дополненную таблицу В. Шульца (Schulz, 1965).

Пачки гляцигенно нарушенных пород, мощностью 100—200 *м*, наблюдаются как в Европе, так и за ее пределами, например в Западной Канаде (Byers, 1959; Kupsch, 1962; Slater, 1927б) и, по-видимому, в Северном Зауралье (Захаров, 1965).

Мощность гляциотектонически нарушенных толщ в разных районах колеблется от 50 до 240 *м*, причем нет ясной зависимости ее от геологического возраста или размера (в плане) ледников. Даже позднеледниковые дислокации (когда размер ледникового покрова сильно сократился) могут иметь внушительные размеры (о-в Мён). Однако более внимательное изучение имеющихся данных заставляет быть осторожным в окончательных выводах.

Надо учитывать, что мощность дислоцированной толщи в напорных моренах может меняться на сравнительно коротких расстояниях; в таб-

лице приведены значения, приближающиеся к максимальным, при дальнейших исследованиях эти цифры могут меняться. Далее, надо учитывать, что мощность дислоцированной толщи еще не полностью характеризует амплитуду дислокаций, играет роль и высота горизонтального и вертикального смещения дислоцированных пачек. Наконец, важно иметь в виду, что положение дислокаций в той или иной конечноморенной зоне еще не полностью определяет их геологический возраст. Иногда, может быть, имеются основания считать, что дислокации в данной краевой ледниковой зоне принадлежат более древнему оледенению.

Б. Крыговский (Krygowski, 1960, 1963) на территории Польши различает гляциодислокации краковского (эльстер), среднепольского (заале, варта) и балтийского оледенений. Он отмечает, что мощные деформации связаны с вартинским наступлением (дислоцированные пачки мощностью 150—200 *м*), а менее мощные — с балтийским оледенением (пачки мощностью до 20 *м*). Простирание гляциотектонических структур обычно совпадает с простиранием морфологических осей конечных морен. Случаи несовпадения Б. Крыговский объясняет различием возраста гляциодислокаций и выраженных в рельефе конечных морен (Волин в устье Одера, Любушская Земля, Познань).

Следует указать также на обширную территорию Бранденбурга, изученную с этой точки зрения М. Ганнеманом (Hannemann, 1969). Этот исследователь, опираясь на изучение гляциодислокаций, рельефа и ориентировки валунов в вислинской и заальской (точнее, вартинской.—*Н. К.*) валунных глинах, пришел к выводу, что моренные холмы у Эйзенхюттенштадта (бранденбургская стадия), Фюрстенвальде (груноверская остановка), Франкфурта на Одере и Бад-Фрейенвальде (померанская стадия) представляют собой заальские (точнее, вартинские. — *Н. К.*) напорные морены, лишь несколько преобразованные последующими ледниковыми наступаниями.

К установлению подобного рода явлений надо подходить с большой осторожностью, учитывая сложность гляциотектонических явлений, изменчивость простирания гляциотектонических структур даже на коротких расстояниях, возможность перестройки плана дислокаций в течение одного оледенения и т. д. Очень интересны в этом отношении соображения С. Бубнова (Bubnoff, 1956), высказанные им в связи с изучением гляциодислокаций на о-ве Рюген. Здесь две нижние морены и разделяющие их межледниковые отложения деформированы согласно с нижележащим маастрихтским мелом, тогда как верхняя морена, приписываемая последнему ледниковому наступлению, залегает горизонтально и несогласно на указанном нижнем комплексе. В верхней морене С. Бубнов наблюдал признаки дифференциальных деформаций: эллиптические валуны вытянуты в направлении движения ледника, включения мела раздавлены в пластинки, что создает впечатление горизонтальной слоистости. По мнению С. Бубнова, несогласие между двумя комплексами на Рюгене не является стратиграфическим (местами и верхняя морена деформирована), а связано с различием стиля движения в разных частях глетчерного льда. Нижний комплекс свидетельствует о деформациях в пластичной, верхний — относительно хрупкой среде. Могла иметь место одновременная деформация (вверху — хрупкая, внизу — пластическая) обоих комплексов.

Такого рода высказывания свидетельствуют о том, что выделение в напорной морене гляциодислокаций различного возраста требует большого внимания и осторожности. Я приведу еще примеры, когда выделение разновозрастных дислокаций кажется обоснованным. Мне думается (Кригер, 1967), что в образовании Солигорской моренной гряды можно различить два этапа. Во время солигорского (вероятно, днепровского) оледенения подо льдом или по краю ледника в одну из стадий его отступания была создана котловина выпахивания и впереди ее — на-

Мощность нарушенных толщ

Краевая зона	Напорные морены	Мощность, м	Автор
Днепровское (заальское) оледенение	Канев	235	Горецкий, 1961
	Юго-восточные Судеты	200	Berger, 1937
	Грюнбергерские гряды, ГДР	150	Fries, 1937 (цит. по Schulz, 1965)
Ребургская стадия	Иттербек, северо-западнее Нордхорна, ФРГ	>150	Richter, 1951 (цит. по Schulz, 1965)
Московское (вартинское) оледенение	Даммер-Берге, между Оснабрюком и Ольденбургом, ФРГ,	>170	Münzing, 1963
	Мускау, ГДР	>180	Radtke, 1961
	Тшебница, Польша	150—200	Krygowski, 1953
	Солигорск, БССР	>50	Кригер, 1967
	Сещинская дислокация, Рославльский район Смоленской области	80	Погуляев, 1956
Калининское оледенение (бранденбургская стадия)	Губен, на границе ГДР и Польши,	>100	Keilhack, 1922
	Гродно, БССР	240	Горецкий, 1967, рис. 5
Франкфуртская (познаньская) стадия	Франкфурт-на-Одере, ГДР,	130	Schulz, 1929 (цит. по Schulz, 1965)
	Познань, Польша	200	Krygowski, 1952
Осташковское оледенение (померанская стадия)	Лёнструп, Дания	50	Jessen, 1931
Розентальская стадия	Кюлунг, север ГДР	205	Heerdt, Ulrich, 1968
	Розентальская напорная морена, север ГДР	70	Schulz, 1965
Северорюгенская стадия	О-в Рюген	150	Brinkmann, 1953

порные морены; этому же оледенению принадлежит донная морена, распространяющаяся далеко на юг от Солигорска. После ухода ледника и образования озерных межледниковых отложений в котловине выпахивания снова пришел ледник, отложивший слуцкую (вероятно, московскую) морену на озерных и конечноморенных образованиях. Этот ледник не распространялся за Солигорскую моренную гряду. Следовательно, если я правильно понял геологическую историю Солигорского района, здесь древняя Солигорская моренная гряда была краевой зоной более молодого ледника слуцкого времени. Этот ледник вызвал образование лишь сравнительно небольших отторженцев.

Мне думается, сходное строение имеет район Сещинских дислокаций в Смоленской области (Погуляев, 1956). Здесь ледник днепровского времени (также распространявшийся далеко на юг) выпахал котловину (Сещинский проток) и воздвиг по ее окраинам мощные напорные морены (Рославльская, Асельская и Кочевская гряды). Уже после исчезновения ледника и образования межледниковых озерных отложений у пос. Подруднянский в Сещинском протоке сюда пришел ледник московского времени, однако не преодолевший ранее созданных напорных морен. С моей точки зрения, исследователи (Погуляев, 1956; Шик, 1960; Исаченко, 1965) совершенно справедливо связывают образование Сещинских напорных морен с днепровским оледенением. Оно оставило морену на дне котловины выпахивания. Эту котловину и окружающие напорные морены следует рассматривать как единый парагенетический комплекс; напорные морены нельзя считать московскими, так как московская донная морена лежит на межледниковых озерных образованиях, залегающих внутри уже образовавшейся котловины. Сомнительны и следы окской морены, предположительно указываемые Д. И. Погуляе-

вым в скважинах в котловине выпахивания: вероятнее всего, речь идет о расщеплении горизонта днепровской морены.

В. Шульц (Shulz, 1965) описывает в Хохен-Бурге (Мекленбург ГДР) срезание напорных морен северо-восточного простирания более поздними напорными моренами северо-западного простирания.

Таким образом, можно назвать случаи, когда удается обнаружить в одном районе гляциодислокации разного возраста, имеющие различный характер.

Дислокации, связанные с движением льда. В процессе движения ледника происходит включение пород ложа в состав мореносодержащего льда; породы ложа затягиваются в толщи льда и внутри ее деформируются в соответствии с послойным и глыбовым движением льда. Эти гляциодинамические текстуры (по выражению Е. В. Шанцера) наблюдались как в донной морене плейстоценового времени (Rutkowski, 1959; Василяускас, 1960; Sarnacka, 1965), так и в мореносодержащем льде современных ледников (Лаврушин, 1969). Данный процесс является нормальным седиментогенезом и, с этой точки зрения, не может рассматриваться как дислокация. Но напорные морены являются проявлением этого же процесса. В краевой зоне (а в некоторых случаях и на более или менее значительном удалении от края) этот процесс приобретает большие масштабы и захватывает мощные массы пород ледникового ложа.

В напорных моренах, как и в донных, мы имеем гляциодинамические структуры, связанные с движением льда. Называя эти структуры дислокациями, мы должны иметь в виду их принципиальное отличие от тектонических дислокаций, связанное с тем, что тектоника следует за седиментогенезом, тогда как гляциотектоника — сингенетична ему. В этом отношении гляциодислокации близко стоят к гранитной тектонике в понимании Г. Клооса, и не случайно Г. Клоос (Klooss, 1929) отмечает, что краевые зоны плутонов и ледников подчиняются общим правилам внутреннего тектонического строения.

Основными формами дислокаций пород в напорных моренах являются опрокинутые складки, чешуйчатые надвиги и отторженцы. Но наиболее общей формой этих дислокаций следует считать отторженцы, поскольку породы, вовлеченные в складчатые и чешуйчато-сдвиговые деформации, обычно перемещены в толще льда. Отторженцы состоят из смятых, раздробленных и перетертых пород, среди которых иногда имеются значительные массивы с довольно хорошо сохранившейся первоначальной структурой и стратиграфической последовательностью слоев. Складки и надвиги здесь — лишь узор внутри отторженцев. Понятие о размерах отторженцев несколько условно. Занятая отторженцами площадь в Солигорской напорной морене на левом берегу р. Случь превосходит 15 *км*². С. М. Шик (1960) считает, что в районе Сещинской дислокации Асельская и Кочевская гряды представляют собой отторженцы, каждый длиной до 20 *км*, шириной до 5 *км* и мощностью до 80 *м*. Немецкие исследователи (Lippstreu, Ziermann, 1969) были поражены, обнаружив у Фюрстенвальде восточнее Берлина отторженец длиной почти 15 *км* и мощностью 40—60 *м*. Большие отторженцы, диаметром 3—4 *км*, наблюдаются у г. Гродно (Маныкин, 1959). Но во всех подобных случаях речь идет не о едином теле, а о массе, состоящей из множества самостоятельных глыб. Чаще встречаются отторженцы значительно меньших размеров, диаметром 50—120 *м*. Количество и размер отторженцев в напорной морене зависят от состава пород ледникового ложа.

Вопрос о дальности переноса отторженцев проработан слабо. На некоторых участках Солигорской напорной морены достаточно допустить перенос больших отторженцев мела на 3—4 *км* (см. рисунок). Л. Ланг (Lang, 1964) допускает, что в напорных моренах Меллендорфских и

Брелингерских гор (севернее Ганновера, ФРГ) отторженцы нижнемеловых пород транспортировались максимум на 7—8 *км*. Можно думать, что отторженцы эоцена в напорных моренах Кюлунг (западнее г. Росток, ГДР) перемещены на расстояние нескольких километров (Heerdt, Ulrich, 1968). Обычно в подобных случаях приходится говорить о том, что отторженцы были не только передвинуты горизонтально, но и подняты вверх. В Солигорской напорной гряде поднятие составило не менее 100 *м*. Отторженцы Кюлунга, по-видимому, были подняты на высоту до 200 *м*. И во многих других случаях (например, на Среднем Днепре, Веклич, 1958) отторженцы залегают на высоте от 10 до 200 *м* над соответствующими породами in situ.

Совершенно другое значение имеют случаи, когда приходится говорить о переносе отторженцев на расстояния в сотни километров. По мнению А. И. Москвитина (1938), отторженцы Вышневолоцко-Новоторжского вала были сорваны с Валдайской куэсты, в районе западнее озер Селигер и Шлино, и перемещены почти на 150 *км*, а отторженцы нижнепалеозойских пород транспортированы на расстояние 230—300 *км*. Такое же расстояние транспортировки приходится допускать для отторженцев пород того же возраста, залегающих на участке между Верхними Луками и Новгородом (см. интересную схематическую карту распространения ледниковых отторженцев, составленную К. Н. Аргасовой, в работе Н. С. Чеботаревой и др., 1969). По мнению Е. В. Шанцера (1966), наиболее далекий перенос, на расстояние до 500 *км*, испытал отторженец кембрийско-ордовикских пород у с. Рованичи Минской области. Интересным представляется вопрос об отторженцах у с. Самарово в устье Иртыша и на р. Большой Юган (Шацкий, 1965). Палеогеновые опоки с. Самарово (выход по фронту 0,5 *км*, мощность 40 *м*) могли быть доставлены с возвышенности Люлинвор на расстояние около 250 *км*. Родина юганского отторженца юрских отложений (300 × 300 *м*, мощность более 20 *м*) остается неизвестной.

Механизм переноса крупных отторженцев на столь значительные расстояния не изучен. Не исключена возможность, что они сорваны с вершин гряд напорных морен, перекрытых ледниковым покровом. При изучении каждого отторженца, для которого предполагается транспортирование на большое расстояние, необходимо изучение его ближайших окрестностей, где могут быть обнаружены глубокие экзарационные впадины. Возможно, что при проведении таких работ некоторые «экзотические» отторженцы будут переведены в разряд местных.

* * *

Помимо гляциодислокаций, связанных с движением льда, можно выделять гляциодислокации, связанные с его вертикальным давлением и таянием. Дислокации, вызванные таянием льда и разрушением ледников, характерны главным образом для мертвого льда. К дислокациям, вызванным вертикальным давлением льда, относятся «озы выдавливания», моренные холмы с выжатым ядром, пологая складчатость пород в ложе ледника. Небольшие дислокации, вероятно, возможны и в результате сдвига массивов пород под давлением фронта наступающего ледника. Деформация под влиянием напора льда на породы in situ особенно может проявляться при наличии в деформируемых породах плывунов и соляных образований. Во всяком случае можно сделать вывод, что среди разнообраных форм гляциодислокаций преобладают и являются наиболее значительными напорные морены, отражающие строение движущихся ледников.

Изучение гляциодислокаций имеет большое значение для гляциологии, тектоники и стратиграфии четвертичных отложений, но этих вопросов я здесь намеренно не касаюсь.

ЛИТЕРАТУРА

Василяускас В. М. Реликтовые структуры зон нижних контактов плейстоценовых ледников в обнажениях среднего течения р. Неман.— Труды АН Лит. ССР, серия Б, 1960, вып. 3(23).

Веклич М. Ф. Четвертинні відклади правобережжя Середнього Дніпра. Вид. АН УРСР, 1958.

Горецкий Г. И. Шевченковская гляцио-аллювиальная свита на Среднем Днепре.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6.

Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., «Наука», 1966.

Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей.— В кн. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., «Наука», 1967.

Грипп К. Гляциодислокации.— В кн. «Живая тектоника». ИЛ, 1957.

Гросвальд М. Г., Кренке А. Н. Вопросы гляциологии Земли Франца-Иосифа.— Гляциол. исслед. IX раздел прогр. МГГ (Гляциология), 1961, № 6.

Гросвальд М. Г., Псарева Т. В. Структурный разрез ледникового купола Чурляниса.— Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждение, 1961, вып. 2.

Давыдова А. Н., Москвитин А. И. Геология северо-западной части Калининской области. Гостоптехиздат, 1939.

Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., «Наука», 1964.

Евтеев С. А. Строение краевых частей ледниковых покровов и формирование конечноморенных образований.— В кн. «Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ». М., «Наука», 1965.

Захаров Ю. Ф. Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения).— Труды Зап.-Сиб. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та, 1965, вып. 1.

Исаченков В. А. О краевой зоне московского ледника на территории левобережья Верхнего Поднепровья.— В сб. «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.

Коломыц Э. Г. Некоторые наблюдения над формированием конечных морен в условиях современного покровного оледенения Новой Земли.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1963, т. 95, вып. 2.

Кригер Н. И. О строении Солигорской конечной морены и о древнейшем оледенении в Белоруссии.— В кн. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., «Наука», 1967.

Кригер Н. И. О физико-географических условиях в краевой ледниковой зоне (по наблюдениям в окрестностях г. Солигорска).— Тезисы докл. Всес. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений. Смоленск, 1968.

Кригер Н. И., Москвитин А. И. Строение и механизм образования конечных морен на Русской равнине.— Тезисы докл. Всес. совещ. по изуч. четвертичн. периода, 1964, секция генетич. типов четвертичн. отложений. Новосибирск, 1964.

Кудаба Ч. О. О гляцигенных рытвинах.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». Вильнюс, 1965.

Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969.

Маныкин С. С. К вопросу об условиях залегания верхнеэоценовых отложений в районе г. Гродно.— Весці АН БССР, сер. фіз.-тэхн. навук, 1959, № 2.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области.— Труды Гл. геол. разв. управл., вып. 117, 1931.

Москвитин А. И. Происхождение и возраст Вышневолоцко-Новоторжского вала.— Бюлл. МОИП, 1938, т. 16, вып. 3.

Москвитин А. И. Ледниковые отложения.— В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолиздат, 1957.

Погуляев Д. И. Сещинские гляциодислокации.— Ученые зап. Смоленск. гос. пед. ин-та, 1956, вып. 3.

Соболев Д. Н. Природа Каневских дислокаций.— Бюлл. МОИП, 1926, т. 4, вып. 3.

Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. ИЛ, 1963.

Хименков В. Г. Некоторые типы ледниковых дислокаций в Подмосковном крае.— Труды 2-ой Междун. конф. Ассоц. изуч. четвертичн. периода Европы, 1933, вып. 2.

Чеботарева Н. С., Арманд А. Д., Бискэ Г. С. и др. Основные черты геологического строения и рельефа подошвы четвертичных отложений.— В кн. «Последний ледниковый покров северо-запада Европейской части СССР». М., «Наука», 1969.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966.

Шацкий С. Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.

Шик С. М. Новые данные по геологии северной части Брянской области.— Материалы по геол. и полезн. ископаемым Центр. районов Европейской части СССР, 1960, вып. 3.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд-во АН СССР, 1955.
Berger F. Die Anlage der schlesischen Stauchmoränen.— Zbl. Mineral., Geol., Paleontol., Abt. B, 1937, № 11, 12.
Brinkmann R. Über die diluvialen Störungen auf Rügen.— Geol. Rundschau, 1953, Bd. 41, Sonderband.
Bubnoff S. V. Über glazigene Gesteinsdeformation.— Geologie, 1956, Jg. 5, N 7.
Bülow K. V. Die Rolle der Toteeisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland.— Z. Dtsch. geol. Ges., Monatsber., 1927, N 8—10.
Byers A. R. Deformaton of the Whitemud and Eastend Formations near Claybank, Saskatchewan.— Trans. Roy. Soc. Canada, 1959, v. 53, ser. 3, sect. 4.
Cloos H. Zur Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen.— Geol. Rundschau, 1929, Bd. 20, H. 1.
Credner H. Ueber Schichtenstörungen im Untergrunds des Geschiebelehmes, an Beispielen aus dem Nordwestlichen Sachsen und angrenzenden Landstrichen.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1880, Bd. 32, H. I.
Eissmann L. Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) in Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes.— Geologie, 1967, Jg. 16, H. 7.
Gripp K. Untersuchungen an Gletschern und Moränen Spitzbergens.— Z. Dtsch. geol. Ges., Monatsber., 1927, N 11—12.
Gripp K. Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen — Expedition 1927.— Abhandl. aus Gebiete Naturwiss. herausg. von Naturwiss. Verein in Hamburg, 1929, Bd. 22, H. 3—4.
Gripp K. Nachträglich gestauchte Endmoränen.— Forschungen und Forschritte, 1941, Bd. 17, N 13—14.
Gripp K., Todtmann E. Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen.— Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 1926, Bd. 37.
Grønlie O. T. Contributions to the Quaternary geology of Novaya Zemlya.— Rept of the Scient Results of the Norw. Ezped. to Novaya Zemlya 1921, N 21. Kristiania, 1924.
Hannemann M. Salle- und wechselzeitliche glazigene Dynamik und Alter der Lagerungsstörungen im Jungmoränengebiet Brandenburgs.— Geologie, 1969, Jg. 18, H. 2.
Hannemann H., Radtke H. Frühglaziale Ausräumungszonen in Südostbrandenburg.— Z. angew. Geol., 1961, Bd. 7, H. 2.
Heerdt S., Ulrich A. Zur Frage der Herkunft des Eozäns in der Stauchmoräne Kühlung.— Geologie, 1968, Jg. 17, H. 8.
Hopkins O. B. Some structural features of the plains area of Alberta caused by Pleistocene glaciation.— Bull. Geol. Soc. America, 1923, v. 34, N 3.
Jessen A. Lønstrup Klint-Danmarks geol. Undersogelse, 2. Raekke. N 49, Kobenhavn, 1931.
Johnstrup F. Ueber die Lagerungsverhältnisse und die Hebunsphänomene in den Kreidefelsen auf Möen und Rügen.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1874, Bd. 26, H. 3.
Keilhack K. Die Staumoräne bei Guben.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst. Jahr 1920. Berlin, 1922, Bd. 41, T. I.
Klimaszewski M. Studia geomorfologiezne w zachodniej cześci Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-Bukta.— Zesz. nauk. Uniw. Jagilloviskiego. Prace geogr., Ser. nowa, Z. I. Krakow, 1960.
Krygowski B. Zagadnienie czwartorzędu i podloża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. Państw. Inst. Geol., Bull. 66, Zbadań czwartorz. w Polsce, t. 2, Warszawa, 1952.
Krygowski B. Old structures in young end moraines.— Przegl. geogr., 1960, v. 32, Suppl.
Krygowski B. Some remarks about the age of the glacitectonic structures of Western Poland and their diapirlike character. Rept VI Internat. Congr. on Quaternary, INQUA, 1961, Lódź, 1963.
Kupsch W. O. Ice-thrust ridges in Western Canada.— J. Geol., 1962, v. 70, N 5.
Lang H. D. Über glaziäre Stauchungen in den Mellendorfer und Brelinger Bergen nördlich von Hannover.— Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 15, 1964.
Lippstreu L., Ziermann H. Zur glazigenen Dynamik im Stauchmoränen-Komplex der Rauenschen Berge südlich Fürstenwalde (Spree).— Geologie, 1969, Jg. 18, H. 6.
Münzing K. Zur Geologie der saaleeiszetlichen stauchzone südlich Vechta (Oldenburg).— Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh., H. 8, 1963.
Radtke H. Neue geologische Ergebnisse aus dem Hinterland des Muskauer Faltenbogens.— Z. angew. Geol., 1961, Bd. 7, H. 10.
Richter K. Studien über fossile Gletscherstruktur.— Z. Gletscherkunde, 1929, Bd. 17.
Rutkowski E. Uwagi o mechanizme powstawania niektórych struktur.— Przeglad geol., 1959, N 1.
Rutten M. G. Ice-pushed ridges, permafrost and drainage.— Am. J. Sci., 1960, v. 258, N 4.
Sarnacka Z. Struktury glacitektoniczne i marzlociowe w Gorze Kalwarii i Osiecku na poldnie od Warszawy — Biul. Inst. geol., Z badań czwart. w Polsce, 1965, t. 11
Schott C. Zur Formengestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands.— Z. Gletscherkunde, Bd. 21, 1934.

Schulz W. Die Stauchendmoräne der Rosenthalerstaffel zwischen Jatznik und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg.— Geologie, 1965, Jg. 14, H. 5—6.
Slater G. The structure of the disturbed deposits of Møens Klint, Denmark.— Trans, Roy. Soc. Edinburgh, 1927a, v. 55, part I.
Slater G. Structure of the Mud Buttes and Tit Hills in Alberta.— Bull. Soc. Geol. America, 1927б, v. 38, N 4.
Slater G. The disturbed deposits in to neighbourhood of Løstrup, near Hjørring, North Denmark.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1927в, v. 55, pt 2.
Szupryczyński J. Rzezba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców poludiowego Spitsbergenu.— Inst. geogr. PAN, Prace geogr., 1963, N 39.
Szupryczyński J. Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitzbergenu.— Inst. Geogr. PAN, Prace geogr., 1968, N 71.
Wanschaffe F. Ueber einige glaciale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1882, Bd. 34, H. 3.
Weisse R. Entwurf einer Systematik der wichtigsten Endmoränentypen Norddeutschlands.— Geologie, 1965, Jg. 14, H. 5—6.

РЕШЕНИЕ ТРЕТЬЕГО МЕЖВЕДОМСТВЕННОГО СОВЕЩАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Третье межведомственное совещание по изучению краевых образований материковых оледенений было проведено по поручению Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР Смоленским государственным педагогическим институтом им. К. Маркса и Геологическим управлением центральных районов Министерства геологии РСФСР при участии Института географии АН СССР в г. Смоленске с 20 по 26 августа 1968 г.

В работе совещания приняли участие представители 42 организаций, в том числе Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, Геологического института, Института географии и Ботанического института Академии наук СССР, институтов геологических наук АН Украинской ССР и АН Эстонской ССР, Лаборатории геохимических проблем АН Белорусской ССР, Института геологии Карельского филиала АН СССР, Московского, Ленинградского, Белорусского, Вильнюсского, Латвийского, Тартуского и Львовского университетов, Всесоюзного геологического института, института ВНИИМОРГЕО, Института геологических наук Министерства геологии СССР (Минск), Всесоюзного аэрогеологического треста, Геологического управления центральных районов, Северо-Западного геологического управления Белгеолгидротреста, Второго Гидрогеологического управления Министерства геологии СССР, Управления геологии при Совете Министров Латвийской ССР, института «Гидропроект» им. С. Я. Жука, Смоленского, Псковского, Ярославского, Минского, Вологодского, Новозыбковского, Могилевского, Курского, Рязанского, Горьковского и Московского областного педагогических институтов, Всесоюзного заочного политехнического института (г. Москва), Смоленской зональной мелиоративной станции, Горьковского строительного института.

Всего в работе совещания участвовало 125 человек, в том числе 85 приезжих.

На пленарных и секционных заседаниях было заслушано 47 докладов, посвященных краевым образованиям материковых оледенений и другим вопросам, связанным с их изучением. Во время совещания были проведены экскурсии (3 дня) с осмотром краевых образований валдайского и московского оледенений и района Сещинских гляциодислокаций. В прениях по докладам и в обсуждении результатов экскурсий выступили 35 человек.

Следует отметить, что в третьем совещании широко участвовали научные работники пединститутов, представившие ряд интересных докладов.

В отличие от двух первых совещаний, проходивших в Таллине и Вильнюсе, третье совещание было посвящено рассмотрению вопросов изучения краевых образований не только валдайского, но и более древ-

них оледенений: московского (сожского), днепровского и окского.

Совещание отмечает значительные успехи, достигнутые за последние четыре года в изучении краевых ледниковых образований, а именно:

а) начаты монографические исследования краевых образований валдайского оледенения в Литве, Белоруссии, Смоленской, Псковской, Новгородской, Ленинградской и Калининградской областях РСФСР.

б) проведены работы по уточнению границ калининского (нижневалдайского) оледенения на северо-западе и северо-востоке Белоруссии, в Смоленской, Калининской и Вологодской областях РСФСР;

в) открыты краевые образования окского (краковского) оледенения в Крукеничско-Львовском районе Украины и начато их изучение.

Вместе с тем совещание отмечает, что некоторые важные решения, принятые на втором межведомственном совещании, не были осуществлены. В частности, не были начаты работы по терминологии и номенклатуре краевых ледниковых образований, недостаточно развернуты исследования по литологии краевых образований, а также по изучению рельефа постели антропогеновых отложений.

Основными задачами в изучении краевых ледниковых образований СССР на ближайшие годы совещание считает следующие.

1. Изучение генетических связей между краевыми ледниковыми образованиями, ложбинами ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокациями и крупными отторженцами, гидрографической сетью и покровными породами.

2. Исследование краевых ледниковых образований в их тектонической, палеогеоморфологической, геохронологической и палеогеографической обусловленности, в их соотношениях с морскими трансгрессиями и регрессиями.

3. Детальное изучение геологического строения как цельных комплексов краевых ледниковых образований, так и отдельных геоморфологических частей этих комплексов, с применением всех современных методов исследований: геоморфологических, аэрогеологических, литолого-генетических, петрографо-минералогических, геохимических, палеозоологических, палеоботанических (палинологических, палеокарпологических, диатомовых), определений абсолютного возраста, геофизических и др.

4. Изучение погребенных краевых ледниковых образований в их исторической последовательности и унаследованности.

5. Монографическое изучение эталонных краевых ледниковых образований различного возраста.

6. Выяснение народнохозяйственного значения краевых ледниковых образований.

7. Разработка теоретических основ формирования краевых ледниковых образований.

Исходя из этих основных задач, совещание считает необходимым осуществить в течение ближайших лет следующие работы.

1. Составить аналитические карты краевых образований нижнеберезинского, окского, днепровского, сожского, московского и валдайского оледенений Литвы, Белоруссии, Латвии, Эстонии, Украины, Калининградской, Смоленской, Псковской, Новгородской, Ярославской, Ленинградской, Костромской, Вологодской, Архангельской и Московской областей и Коми АССР.

2. Осуществить монографические исследования эталонных районов краевых ледниковых образований: Рославльско-Сещинского, Микулинско-Касплянского, Крукеничско-Львовского, Волынско-Припятского, Самбийско-Калининградского, Гвиль-Джяйско-Палангенского, Краславско-Даугавпилского, Вентспилского, Карула-Ханьясского, Нарочанско-Свирского, Гродненского, Слонимского, Оршанско-Шкловского, Плесс-Галичского и Вычегодско-Мезинского.

3. При монографических исследованиях эталонных районов произвести геологическую съемку масштаба 1:50 000 и бурение стратиграфических скважин на всю мощность антропогеновых отложений.

4. При исследованиях краевых ледниковых образований обратить особое внимание на выяснение их народнохозяйственного значения (полезные ископаемые — естественные строительные материалы, агроруды, торфяники, цементное и красочное сырье, янтарь; водоснабжение; рациональное использование и улучшение земельных угодий; землеустройство, дорожное, гражданское, промышленное и курортно-санаторное строительство; выявление и использование природных ландшафтов; разработка основ борьбы с эрозией земель; разработка рационального размещения населенных пунктов, городов и промышленных объектов; гармоническое сочетание природных и культурных ландшафтов; выявление наиболее ценных ландшафтов, урочищ и других природных объектов в целях их охраны и превращения в заповедники; использование краевых ледниковых образований при разработке стратиграфических схем, при исследовании неотектонических движений, выявлении перспективных нефтегазоносных структур, при геологическом картировании).

5. Уточнить границы калининского (нижневалдайского) оледенения путем применения следующих методов: а) выявление крупных арен распространения микулинских межледниковых осадков, не покрытых мореной; б) широкое применение метода абсолютной датировки микулинских и молого-шекснинских отложений; в) детальная разработка и уточнение палеоботанических и палеозоологических методов определения микулинского и молого-шекснинского возраста осадков.

6. Решить вопрос о стратиграфическом положении рославльских межледниковых осадков путем заложения пяти контрольных скважин на Подруднянском поперечнике и осуществления комплексных палеоботанических исследований (палинологических, палеокарпологических и диатомовых).

7. Выяснить стратиграфическое положение осадков, относимых к ивановскому межледниковью, путем бурения нескольких стратиграфических скважин и проведения комплексных палеонтологических исследований.

8. Осветить вопрос о существовании более древнего оледенения, чем окское, и о связи этого оледенения (нижнеберезинского, дзукийского, варяжского) с погребенными краевыми ледниковыми образованиями.

9. Усилить исследования по разработке теории формирования краевых ледниковых образований и их научной терминологии путем обобщения имеющихся фактических материалов, экспедиционного изучения районов современных оледенений и постановки специальных экспериментальных работ.

Совещание считает необходимым значительно улучшить организацию работ по изучению краевых ледниковых образований. С этой целью в ближайшее время необходимо осуществить следующее.

1. Просить Министерства геологии СССР, РСФСР, УССР и Геологические управления при Советах Министров Литовской, Латвийской, Эстонской и Белорусской ССР включить в планы работ на 1969—1975 гг. выполнение в районах эталонных краевых образований геологической съемки масштаба 1:50 000 и бурения стратиграфических скважин.

2 Просить ВСЕГЕИ создать постоянную рабочую группу по изучению и картированию краевых ледниковых образований, в том числе и литологии их, под руководством И. И. Краснова, С. В. Яковлевой и Е. П. Зарриной.

В задачу этой рабочей группы должно также входить составление Атласа форм ледниковых образований.

3. Просить Институт географии АН СССР создать постоянную рабочую группу по изучению краевых ледниковых образований РСФСР под руководством А. А. Асеева и Н. С. Чеботаревой.

4. Просить Вильнюсский государственный университет организовать постоянную рабочую группу по разработке научной терминологии, номенклатуры и классификации краевых ледниковых образований под руководством проф. А. Б. Басаликаса.

5. Просить Институт земной коры Ленинградского государственного университета создать постоянную рабочую группу по изучению литологии краевых ледниковых образований под руководством Е. В. Рухиной, с включением научной тематики этой группы в план работ ИЗК на 1969—1975 гг.

6. Просить Президиум СО АН СССР создать постоянную рабочую группу по изучению краевых ледниковых образований Азиатской части СССР под руководством В. Н. Сакса и С. А. Архипова.

7. Просить Институт геологических наук АН УССР и Львовский государственный университет создать постоянную рабочую группу по изучению краевых ледниковых образований Украины под руководством К. И. Геренчука, М. Ф. Веклича и А. П. Ромодановой.

8. Просить ВНИИМОРГЕО (г. Рига) создать постоянную рабочую группу по изучению краевых ледниковых образований Латвии под руководством И. Я. Даниланса и А. И. Яунпутниня.

9. Просить Институт геологических наук (г. Минск) создать постоянную рабочую группу по изучению краевых ледниковых образований Белоруссии под руководством Е. А. Ильина, Э. А. Левкова и Л. Н. Вознячука.

10. Просить Вильнюсский государственный университет создать совместно с другими организациями постоянную рабочую группу по изучению краевых ледниковых образований Литвы под руководством П. П. Вайтекунаса, В. А. Чепулите и Ч. К. Кудаба.

11. Просить АН Эстонской ССР создать постоянную рабочую группу по изучению краевых ледниковых образований под руководством академика К. К. Орвику.

12. Просить Ярославский педагогический институт создать постоянную рабочую группу по геологической документации карьеров, заложенных в районах краевых ледниковых образований, под руководством В. А. Новского.

13. Принимая во внимание положительные результаты, достигнутые в изучении краевых ледниковых образований научными работниками педагогических институтов, особенно Смоленского, Ярославского, Псковского, Вологодского и Курского, просить Министерства высшего и среднего образования СССР, РСФСР, УССР и других союзных республик включить в тематику научно-исследовательских работ, выполняемых педагогическими институтами, изучение краевых ледниковых образований с соответствующим их финансированием и учетом их в объемах педагогических нагрузок научных работников пединститутов.

14. Просить Комиссию по изучению четвертичного периода АН СССР опубликовать труды Третьего межведомственного совещания по изучению краевых образований материковых оледенений.

Образовать редакционную коллегию по изданию трудов совещания в составе: Д. И. Погуляева (ответственный редактор), И. Н. Салова, С. М. Шика, Н. И. Кригера, А. А. Асеева и Н. С. Чеботаревой.

15. Просить Смоленский педагогический институт переиздать монографию Д. И. Погуляева «Сещинские гляциодислокации» с дополнениями автора по материалам новых исследований.

16. Четвертое Всесоюзное межведомственное совещание по изучению краевых образований материковых оледенений созвать в г. Риге. Просить ВНИИМОРГЕО (г. Рига), Геологическое управление

при Совете Министров Латвийской ССР и Латвийский государственный университет возглавить организацию этого совещания. Председателем оргкомитета четвертого совещания избрать И. Я. Даниланса.

17. Ведущая тематика четвертого совещания должна быть посвящена вопросам терминологии, номенклатуры и классификации краевых ледниковых образований, погребенным краевым образованиям равнинных оледенений и взаимоотношениям их с эмской, гольштинской и северной морскими трансгрессиями, с формированием пра-Даугавы и пра-Немана, миграцией их дельт и формированием нефтегазоносных структур.

18. Просить Комиссию по изучению четвертичного периода АН СССР принять зависящие от нее меры для включения предусмотренных настоящим решением работ в планы соответствующих научно-исследовательских и производственных организаций, университетов и пединститутов.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

П. П. Вайтекунас. Краевые ледниковые образования и закономерности дегляциации территории Калининградской области и прилегающих районов 7

И. Я. Даниланс. Влияние подледниковой поверхности на процессы дегляциации и ледникового морфогенеза 19

З. В. Мейронс. Некоторые особенности строения камов Курземской и Латгальской возвышенностей как показатель условий их образования 23

О. П. Аболтынь, И. Г. Вейнбергс, В. Я. Стелле, Г. Я. Эберхард. Основные комплексы маргинальных образований и отступание ледника на территории Латвийской ССР 30

И. Г. Вейнбергс. Маргинальные формы рельефа (на примере Западной Латвии) 37

Ч. П. Кудаба. Некоторые особенности краевых ледниковых образований Балтийской холмисто-моренной гряды 46

А. А. Асеев. Формы деградации материковых оледенений и типы краевых образований 50

Г. И. Горецкий. Об изучении генетических связей краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и оттор-женцев 64

Н. С. Чеботарева. Ледниковые потоки валдайского ледникового покрова . . . 69

М. А. Фаустова. Краевые образования и особенности деградации последнего оледенения в районе с. Микулино Смоленской области 77

Э. Е. Лехт, М. А. Фаустова. Строение краевых образований и особенности морфологии долины р. Западная Двина (севернее Велижа) 87

А. И. Спиридонов. Краевые образования московского оледенения в центральных областях Русской равнины 94

П. Г. Шевченков. Краевой рельеф валдайского и московского оледенений на территории Смоленской области 100

Р. В. Кабанова, В. А. Ромашов. О краевых образованиях Днепровского и Донского языков максимального оледенения Русской равнины в пределах Курской и Белгородской областей 105

Р. Н. Горлова. Некоторые итоги палеоботанических исследований межледниковых отложений Ростовского района Ярославской области 113

Д. И. Погуляев, С. М. Шик. Сещинские гляциодислокации 132

И. Н. Салов. Границы максимального распространения ледников московской стадии и валдайского оледенения в Белоруссии и Смоленской области и их краевые образования 145

Н. В. Городниченко. Ландшафты краевой зоны валдайского оледенения в окрестностях г. Смоленск 154

В. И. Аравин. Озы Новгородской области 162

М. Е. Вигдорчик, В. Г. Ауслендер, О. М. Знаменская, П. М. Долуханов. Новые данные о развитии валдайского оледенения и его краевых зон 166

С. В. Яковлева. К проблеме строения межлопастных возвышенностей в пределах распространения позднечетвертичных оледенений 176

Е. В. Рухина. Строение Шапки-Кирсинской возвышенности 186

Т. К. Толоконникова, А. А. Ляпкина. Природно-территориальные комплексы приледниковой полосы валдайского оледенения на юге Вологодской области 191

В. Б. Соколова, В. И. Хомутова. Граница валдайского оледенения в центральной части Вологодской области 196

В. Г. Легкова, Л. А. Щукин. Пояса краевых ледниковых образований в северо-западной части Архангельской области 202

Л. Л. Исаева. Краевые ледниковые образования северо-запада Среднесибирского плоскогорья 205
В. А. Исаченков. Краевые образования и некоторые особенности отступания валдайского ледника на территории Псковской области 211
В. А. Исаченков, Г. Н. Петров, И. И. Михайлов. О гляциоморфологическом строении Великолукской дуги краевых образований 217
В. И. Митасов, В. А. Исаченков. Об Усвятской дуге краевых образований . . . 222
И. В. Котлукова. Краевые образования центральной части Валдайской возвышенности и их перигляциальное обрамление 225
И. П. Баканова, Д. Б. Малаховский. Особенности деградации последнего оледенения на междуречье Ловати, Великой и Плюсы и некоторые вопросы образования межлопастных возвышенностей 233
К. И. Геренчук, Н. С. Демедюк, М. В. Зденюк. Окское материковое оледенение на западе Украины и его краевые формы 238
Л. М. Дорофеев. Распространение и стратиграфическое положение ледниковых отложений в западной части Украины 246
Б. Н. Гурский. Динамика деградации среднеплейстоценовых ледниковых покровов Белоруссии в связи с вопросом о самостоятельности московского оледенения 253
Е. П. Мандер. Закономерности распространения и условия залегания моренных отложений на территории Белорусской ССР 260
В. И. Пасюкевич, Л. Н. Нелипович, Р. И. Левицкая, А. Д. Семенюк. Краевые образования максимальной (озерской) стадии валдайского оледенения запада Белоруссии 265
Е. А. Ильин, Е. П. Мандер. Стадиальные полосы краевых образований московского и валдайского оледенений на территории Белоруссии 269
В. М. Мотуз. О границах краевых образований среднего и верхнего плейстоцена Белоруссии и некоторых спорных вопросах их выделения 276
В. Н. Евцихевич. Рельеф Оршанско-Могилевской равнины 284
А. С. Кремень. К вопросу о развитии и возрасте некоторых озер Смоленского Поозерья 290
В. Б. Козлов. О положении границы последнего оледенения в бассейне Верхней Волги и верховьев Днепра 297
Н. И. Кригер. Основные вопросы гляциотектоники 306
Решение Третьего межведомственного совещания по изучению краевых образований материковых оледенений 319

УДК 551.33(471.26)

Краевые ледниковые образования и закономерности дегляциации территории Калининградской области и прилегающих регионов. Вайтекунас П. П. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Анализ строения плейстоценовой толщи территории Калининградской области, находящейся целиком внутри границы валдайского оледенения, показывает, что основные формы ледникового рельефа области возникли в результате надвигания и деградации материковых ледников позднего этапа валдайской эпохи. Наиболее древние краевые ледниковые образования на территории области относятся к аукштайтской (померанской) стадии.

Дегляциация территории проходила этапами и имела преимущественно активный характер. Отступавший ледник расчленялся на множество макро- и микроязыков, которые оставили различные по форме, структуре и рангу краевые образования. Наиболее выразительной и крупной полосой краевых ледниковых образований области является «Замляндская конечная морена». Она опоясывает с востока, юга и юга-запада крупную гляциодепрессию, ныне занятую заливом Куршю Марёс, прадолиной р. Деймы и дельтой р. Нямунас. Ее образование связывается с таянием Нижне-Нямундского ледникового языка во время среднелитовской (крестецкой) фазы оледенения. Сложный рельеф Самбийской возвышенности представляет собой межъязыковый массив, возникший на стыке Куршского и Гданского ледниковых языков. Илл. 4. Библ. 35 назв.

УДК 551.33

Влияние подледниковой поверхности на процессы дегляциации и ледникового морфогенеза. Даниланс И. Я. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Характер подледникового ложа рассматривается как ведущий фактор, обусловливающий возникновение того или иного комплекса ледниковых форм. Объясняются причины образования холмистого моренного рельефа на повышенных участках подледникового ложа, заполнения ледниковыми отложениями долинообразных понижений, перпендикулярных направлению движения ледника, и причины сохранения в рельефе понижений, совпадающих с этим направлением.

УДК 551.33(474.3)

Некоторые особенности камов Курземской и Латгальской возвышенностей как показатель условий их образования. Мейронс З. В. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Описываются два типа камов. Текстурные особенности пород, слагающих флювиокамы, позволяют считать, что они образовались в турбулентных потоках с частыми изменениями скорости и направления течения. Наличие мореподобных прослоев связывается с грязевыми потоками.

Лимнокамы формировались в водоемах между глыбами мертвого льда; время их образования, по палинологическим данным, — аллерёд — верхний дриас. Илл. 6. Библ. 4 назв.

УДК 551.33(474.3)

Основные комплексы маргинальных образований и отступание ледника на территории Латвийской ССР. Аболбынь О. П., Вейнбергс И. Г., Стелле В. Я., Эберхард Г. Я. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

На территории Латвийской ССР комплекс маргинальных (краевых) образований включает валы конечных и боковых морен, маргинальные холмистые гряды, холмистые (межъязыковые) массивы, маргинальные склоны и др. Маргинальные формы, непосредственно примыкающие или располагающиеся на небольшом удалении одна от другой, образуют маргинальные полосы. Последние фиксируют более длительные остановки ледникового края. Выделяется всего шесть маргинальных полос — Калдабруньская, Вайнёдско-Гулбенская, Пампальско-Ранкская, Линкувская, Плиеньская и Валдемарпилсская. Эти полосы, за исключением Пампальско-Ранкской, сопоставляются соответственно с южнолитовским, среднелитовским (крестецкими), северолитовскими (лужскими), отепскими и пандиверскими краевыми образованиями.

Расположение и характер разновозрастных маргинальных полос, в сочетании с данными по развитию гидрографической сети, позволяют выявить особенности дегляциации ледника последнего оледенения. Ледник окончательно покинул территорию Латвийской ССР во второй половине аллерёда. Илл. 2. Библ. 9. назв.

УДК 551.33(474.3)

Маргинальные формы рельефа (на примере Западной Латвии). Вейнбергс И. Г. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

На территории Западной Латвии распространено пять основных маргинальных форм рельефа: валы конечных и боковых морен, холмистые гряды и массивы, а также маргинальные склоны.

Местонахождение маргинальных форм определяется двумя главными факторами; направлением движения ледника и морфологией бывшего ледникового ложа. Валы конечных морен приурочены к равнинным или несколько наклонным участкам ледникового ложа и расположены поперек направления движения ледника. Маргинальные склоны расположены продольно относительно движения ледника и сопровождают крутые склоны или уступы подледниковой поверхности. К последним приурочены также холмистые гряды и массивы, однако массы льда при образовании этих форм двигались поперечно их ориентации. Табл. 1. Илл. 4. Библ. 15 назв.

УДК 551.33(474.0)

Некоторые особенности краевых ледниковых образований Балтийской холмисто-моренной гряды. Кудаба Ч. П. — В сб. «Краевые образования материковых образований». М., «Наука», 1972.

Характеризуется гляциоморфологическое строение Балтийской холмисто-моренной гряды. Прослеживаются и описываются комплексы краевых образований, делается попытка их типизации на основе морфоструктурных особенностей. Балтийская гряда автором генетически определяется как стадиальное образование, в пределах которой выделяются три фазы. Илл. 2. Библ. 8 назв.

УДК 551.33

Формы деградации материковых оледенений и типы краевых образований. Асеев А. А.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

В статье рассматриваются общие закономерности дегляциации, обосновываются представления о скачкообразном отступании края активного льда с образованием обширных массивов мертвого льда. Описываются особенности внешних и внутренних краевых образований, формирующихся на границе активного и мертвого льда. Илл. 3. Библ. 33 назв.

УДК 551.33(476+477+471.311)

Об изучении генетических связей краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев. Горецкий Г. И.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

В статье описываются ложбины ледникового выпахивания и размыва в Верхнем Приднепровье, Солигорском и Гродненско-Щучинском районах Белоруссии, Каневском районе на Украине и Клинско-Дмитровском районе в Подмосковье. Рассматриваются генетические связи этих ложбин с краевыми ледниковыми образованиями, гляциодислокациями и отторженцами, их народнохозяйственное значение и высказывается ряд рекомендаций по дальнейшему изучению рельефа постели антропогеновых отложений. Библ. 8 назв.

УДК 551.334(471.2)

Ледниковые потоки валдайского ледникового покрова. Чеботарева Н. С.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

В пределах валдайского ледникового покрова выделяются по крайней мере пять крупных ледниковых потоков: балтийский с западнолитовским, рижским, или земгальским, и восточнолитовским ответвлениями, псковско-чудский, лужский и невский, а также ладожский, онежский и беломорский. С их деятельностью связаны так называемые ледниковые комплексы — гляциодепрессии, друмлины, конечные морены и т. д., а также межлопастные (клиноподобные) мсренные массивы. Между ледяными потоками располагались нерасчлененные участки ледникового фронта, получившие название «ледниковые скаты».

На основании изучения маргинального рельефа северо-запада Русской равнины, а также стратиграфии и литологии валдайских отложений проведена корреляция маргинальных зон, развитых на различных участках изученной территории. Отмечается большое значение рельефа, образовавшегося не только у краев ледяных потоков, но и у краев ледяных скатов, а также межмаргинального рельефа. Илл. 4. Библ. 21 назв.

УДК 551.33(471.332)

Краевые образования и особенности деградации последнего оледенения в районе с. Микулино Смоленской области. Фаустова М. А.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

В 1968 г. во время экскурсии участников III Всесоюзного совещания по изучению краевых материковых оледенений в районе Микулино были проведены дополнительные исследования отдельных форм краевого ледникового рельефа и составлена на основе новых данных и материалов съемки 1957—1959 гг. геоморфологическая карта с элементами литологии. В статье дается подробный анализ форм рельефа, созданного валдайским ледником в Микулинской ложбине. К образованиям активного льда отнесены гряды, огибающие останец довалдайского «плато» в центральной части ложбины, а также единичные холмы у западного берега оз. Б. Рутавечь; к образованиям мертвого льда — камы и камовые террасы трех уровней. Валдайская морена в районе подразделена на четыре разновидности (по составу); для каждой из них дается характеристика условий залегания и распространения. Анализ геоморфологических особенностей краевой зоны в окрестностях Микулино и литологии ледниковых отложений позволяет сделать вывод о маломощности и довольно пассивном характере валдайского ледника в пределах района. Илл. 16. Библ. 21 назв.

УДК 551.33(282.247.23)

Строение краевых образований и особенности морфологии долины р. Западная Двина (севернее Велижа). Лехт Э. Е., Фаустова М. А.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Сообщаются новые данные о строении зон краевых образований последнего оледенения и стратиграфии четвертичных отложений в бассейне рек Западная Двина и Межа, полученные в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в 1964—1965 гг. и специальных маршрутных исследований 1967—1968 гг. Краевые образования, протягивающиеся с запада от оз. Усмыньское в восточном направлении к г. Ильино, сформировались, вероятнее всего, в вепсовскую стадию последнего оледенения. Озеро-ледниковый водоем, связанный с максимальным распространением льдов этой стадии, был разобщен на ряд мелких водоемов, в которых откладывались осадки преимущественно песчаного характера, и существовал сравнительно недолго. Краевые образования, расположенные южнее (у дер. Пушка, Макушино, Кожеки, а также Баклановские и Слободские), имеют более древний возраст (едровская фаза максимальной стадии). Озерно-ледниковый бассейн, связанный с деградацией льдов этой фазы, был более глубоким и существовал длительное время. В долине Западной Двины прослежено несколько флювиогляциальных уровней (переходящих ниже по течению в террасы), соответствующих определенным положениям ледникового края. Илл. 4. Библ. 6 назв.

УДК 551.33(471.3)

Краевые образования московского оледенения в центральных областях Русской равнины. Спиридонов А. И.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

В центральных областях Русской равнины прослеживаются системы холмисто-грядовых форм, фиксирующих положение края московского ледника в различные стадии его развития. При общем простирании с ЮЗ на СВ краевые формы на крупных доледниковых возвышенностях сближаются, а в обширных доледниковых понижениях расходятся и выгибаются к югу; это свидетельствует о том, что ледник выдвигался здесь вперед в виде широких лопастей. Холмисто-грядовые формы сложены моренным материалом и большой мощности и первоначально возникли у края активного ледника. Однако окончательная моделировка рельефа с образованием многочисленных озов, камов, моренных западин, ложбин стока талых вод осуществлялась при таянии мертвого льда. Таким боразом, формирование рельефа центральных областей Русской равнины происходило в условиях как активного, так и мертвого льда, но на разных стадиях оледенения преобладала то одна, то другая гляциодинамическая обстановка. Библ. 18 назв.

УДК 551.33(471.332)

Краевой рельеф валдайского и московского оледенений на территории Смоленской области. Шевченков П. Г.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Освещаются особенности рельефа краевых зон валдайского и московского оледенений. Валдайский ледник, по автору, создал три полосы краевых форм (днепровскую, руднянскую, баклановскую). Дана краткая характеристика краевого рельефа, свидетельствующая об активном отступании ледника. Отмечено большое влияние доледникового рельефа на динамику льда и рельефообразование. Рассматривается динамика московского ледника и дано описание оставленных им четырех полос краевого рельефа. В заключении дан сравнительный анализ динамики московского и валдайского ледников. Библ. 15 наз.

УДК 551.33(471.323+471.325)

О краевых образованиях Днепровского и Донского языков максимального оледенения Русской равнины в пределах Курской и Белгородской областей. Кабанова Р. В., Ромашов В. А.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Дается описание и анализ краевых образований максимального оледенения Русской равнины на территории Курской и Белгородской областей. К краевым образованиям Сеймского и Донского языков оледенения авторы относят морену, приледниковые отложения ленточного типа, флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки, отложения подпрудного бассейна, аллювий четвертичных надпойменных террас.

На основе анализа ряда разрезов ледниковой и приледниковой зон авторы делают предположение о том, что Сеймский язык днепровского оледенения дважды наступал в пределы юго-западных склонов возвышенности и оставил две морены, разделенные межстадиальной почвой. Илл. 2. Библ. 15 назв.

УДК 551.33 : 56 : 581(471.316)

Некоторые итоги палеоботанических исследований межледниковых отложений Ростовского района Ярославской области. Горлова Р. Н.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Комплексное изучение погребенных межледниковых отложений на территории краевых ледниковых образований Русской равнины имеет особо важное значение при решении дискуссионного вопроса о границе калининского оледенения. В статье излагаются результаты исследований (с применением спорово-пыльцевого, ботанического, карпологического анализов и определения ископаемой древесины, мхов и всех обнаруженных фоссилий) микулинских отложений Ростовского района Ярославской области, начатые В. Н. Сукачевым. Эти данные имеют не только теоретическое значение, но могут быть использованы в практических целях при датировке отложений. Табл. 3. Илл. 1. Библ. 13 назв.

УДК 551.33(471.332+471 : 333)

Сещинские гляциодислокации. Погуляев Д. И., Шик С. М.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Сещинские гляциодислокации — одни из наиболее крупных на Русской равнине. Они расположены на границе Смоленской и Брянской областей, в северо-западной части Среднерусской возвышенности, вблизи района, где Днепровский ледник расчленялся на Днепровский и Донской языки.

Дислокации связаны с древней долиной (Сещинским протоком), по обе стороны которой наблюдаются напорно-моренные гряды длиной до 60 *км*, шириной 5—10 *км*, высотой до 80 *м*. Они сложены отложениями мезозоя, собранными в систему параллельных складок (шириной 150—200 *м* и амплитудой 30—40 *м*) и надвинутыми на нормально залегающие в бортах долины породы. Дислокации образовались под воздействием языка днепровского ледника, заполнявшего Сещинский проток, который сорвал со склонов долины громадные глыбы коренных пород, смял их и выдвинул в обе стороны от долины.

Сходная дислокация известна у дер. Мыслевщина (Климовичский район Могилевской области), где громадный отторженец мезозойских отложений (мощностью более 120 *м*), также смятый в систему параллельных складок, заполняет древнюю долину и частично надвинут на ее борта. Илл. 4. Библ. 20 назв.

УДК 551.33(476+471.332)

Границы максимального распространения ледников московской стадии и валдайского оледенения в Белоруссии и Смоленской области и их краевы образования. Салов И. Н.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений», М., «Наука». 1972.

Приводятся данные, свидетельствующие о стадиальном характере московского ледника и доднепровском возрасте рославльских межледниковых отложений. Днепровско-московские (одинцовские) отложения рассматриваются как межстадиальные. Выделяются древнейшие межледниковые долихвинские отложения. На основании палинологических, геоморфологических данных приводится граница распространения московской стадии днепровского оледенения.

Отступание ледника московской стадии происходило путем последовательного омертвления участков льда, за которыми располагался новый активный край ледника.

Граница максимального распространения валдайского оледенения только в общих чертах совпадает с границей Поозерья. Отдельные языки льда по понижениям проникали южнее озерной области. На распространение ледника оказали существенное влияние новейшие тектонические движения. Илл. 3. Библ. 39 назв.

УДК 551.33(471.332)

Ландшафты краевой зоны валдайского оледенения (в окрестностях г. Смоленск). Городниченко Н. В.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Исследования показали, что граница валдайского оледенения является рубежом, при переходе через который существенно изменяются отдельные природные компоненты. Вместе с тем она разделяет и ландшафты с различной морфологической структурой, т. е. своеобразным сочетанием более мелких природно-территориальных комплексов.

Автор в краевой зоне валдайского ледника в окрестностях Смоленска выделяет Сыр-Липскую конечноморенную грядово-холмистую равнину и прилегающую с запада Верховскую донноморенную мелкохолмистую равнину. В первом ландшафте господствуют урочища моренных гряд и холмов, озов, камов, древнеозерных понижений и котловин с преимущественно песчаными и супесчаными почвами под хвойно-мелколиственными и сосновыми лесами и пашнями. Во втором — выделяется два основных типа урочищ: урочища волнистых моренных равнин с суглинистыми и супесчаными дерново-слабо- и среднеподзолистыми почвами под вторичными хвойно-мелколиственными лесами и урочища плоских заболоченных водно-ледниковых равнин, сложенных песками и озерно-ледниковыми суглинками с дерново-подзолисто-глеевыми и торфяными почвами под болотами и ольшанниками. Табл. 1. Илл. 4. Библ. 21 назв.

УДК 551.33

Озы Новгородской области. Аравин В. И. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Дегляциация на рассматриваемой территории проходила путем расчленения краевой части ледникового покрова валдайского оледенения на отдельные глыбы мертвого льда, разделенные широкими трещинами. В них аккумулировались отложения потоков талых ледниковых вод, создавая озы, камы и другие водно-ледниковые формы рельефа. Направление стока ледниковых вод ясно указывают системы вышепоименованных озовых гряд, протянувшихся с северо-запада на юго-восток.

По составу обломочного материала, слагающего озы, последние подразделяются на: гравийные, песчаные и валунные. Наиболее распространены в указанном районе песчаные и гравийные озы. Валунные озы встречаются в единичных случаях. Библ. 4 назв.

УДК 551.33(471.23)

Новые данные о развитии валдайского оледенения и его краевых зон. Вигдорчик М. Е. Ауслендер В. Г., Знаменская О. М., Долуханов П. М. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Приводятся новые радиоуглеродные датировки, позволяющие оценить возраст максимального (бологовского) продвижения ледника на Русской равнине в период валдайского оледенения. Возраст подморенных озерных осадков, обнажающихся на р. Пучка на западном склоне Кубенской котловины, составляет 21 880±110 (ЛУ — 18А) и 21 410±150 (ЛУ — 18В) лет. Валдайское оледенение подразделяется на три ритма: ранний валдай (70—55 тыс. лет назад), средний (55—21 тыс. лет) и поздний (21—10 тыс. лет). В рельефе Русской равнины выделяются четыре фазиальные краевые зоны: бологовско-едровская, вепсовская, крестецко-лужско-невская и сальпаусселькая, образовавшиеся в позднем валдае. Табл. 1. Илл. 5. Библ. 23 назв.

УДК 551.33(471.2)

К проблеме строения межлопастных возвышенностей в пределах распространения позднечетвертичных оледенений. Яковлева С. В. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Проводившееся за последнее время глубокое бурение показало, что почти все возвышенности северо-запада Русской равнины имеют ядро из незначительно приподнятых дочетвертичных пород, перекрытое мощной четвертичной толщей, в состав которой входит до четырех — шести горизонтов морен, разделенных межморенными водными отложениями со спорово-пыльцевой характеристикой, отвечающей более теплому климату, чем современный климат. Это позволяет говорить об обтекании таких возвышенностей ледниками, надвигавшимися на данную территорию в позднечетвертичное время. Только одна из возвышенностей — Судомская — сложена целиком четвертичной толщей, включающей несколько слоев морены, и две возвышенности — Ордовикское плато и Олонецкая — представляют собой выступы древних пород с маломощным покровом четвертичных отложений. Однако и в их пределах вскрыто сложное строение последних в том случае, когда они выполняют погребенные долины, расчленяющие эти плато. Илл. 1. Библ. 27 назв.

УДК 551.33(471.23)

Строение Шапки-Кирсинской возвышенности. Рухина Е. В. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Изучение краевых зон показывает, что в их строении большая роль принадлежит водно-ледниковым отложениям. Хорошей иллюстрацией этому является Шапки-Кирсинская возвышенность, входящая в краевую зону невской стадии, сложенная песчано-гравийно-валунным материалом. Преимущественно к валунно-галечным горизонтам приурочены остатки позвоночных, а к песчаным — обломки раковин Portlandia. Ориентировка удлиненных и положение уплощенных обломков и замеры косой слоистости свидетельствуют о приносе обломочного материала преимущественно с запада, где в настоящее время простирается заболоченная равнина. Библ. 12 назв.

УДК 551.33(471.12)

Природно-территориальные комплексы приледниковой полосы валдайского оледенения на юге Вологодской области. Толоконникова Т. К., Ляпкина А. А. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Основным критерием для выделения на местности природно-территориальных комплексов ранга ландшафта и урочища является характер литогенной основы. Неровности поверхности дочетвертичных пород нашли отражение в современном рельефе и обусловили сочетание ледниковых и водно-ледниковых процессов четвертичного периода, а следовательно, и размещение поверхностных отложений. Последние представлены отложениями ледникового, водно-ледникового и озерного комплекса эпохи московского и валдайского оледенений. Соответственно сформировались ландшафты трех генетических групп: 1) ледниково-аккумулятивные на возвышенностях, хорошо облесенные, средне освоенные; 2) озерно-ледниковые террасы на склонах возвышенностей, хорошо, но неравномерно освоенные; 3) озерно-аллювиальные на низинах, облесенные и заболоченные, слабо освоенные. Табл. 1. Илл. 1.

УДК 551.33(471.12)

Граница валдайского оледенения в центральной части Вологодской области. Соколова В. Б., Хомутова В. И. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

В процессе комплексной геологической съемки (1960—1968 гг.) окрестностей г. Вологды была описана серия разрезов микулинских отложений, перекрытых и не перекрытых мореной валдайского оледенения. На основании спорово-пальцевой характеристики этих разрезов, геолого-геоморфологических и других данных, а также данных абсолютного возраста отложений, перекрывающих микулинские осадки, граница последнего оледенения в 1964—1965 гг. была проведена от с. Мякса (через деревни Воскресенское, Лесково, Домшино), ст. Чебсара (через деревни Вихлово, Некрасово, Сороколетово) на юг вдоль западного и южного берегов оз. Кузьбенское и на восток вдоль северной окраины Сухинской впадины к верховьям р. Вага. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 16 назв.

УДК 551.33(471.11)

Пояса краевых ледниковых образований в северо-западной части Архангельской области. Легкова В. Г., Щукин Л. А. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Приводятся сведения об основных направлениях поясов краевых образований ледников верхнеплейстоценового времени, связанных со скандинавским и урал-новоземельским центрами оледенения. Дана краткая характеристика комплекса краевых образований осташковского ледника скандинавского происхождения и калининского урало-новоземельского и скандинавского ледников. Уточнены границы распространения оледенения в пределах Архангельской области. Илл. 2. Библ. 8 назв.

УДК 551.33(571.1)

Краевые ледниковые образования северо-запада Среднесибирского плоскогорья. Исаева Л. Л. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

В пределах северо-запада Среднесибирского плоскогорья сохранились конечные морены трех эпох оледенения. Судя по распространению краевых морен, оледенения носили покровный характер в областях питания и сложный сетчато-долинный и долинно-каровый — в краевых зонах. На возникновение и развитие оледенений большое влияние оказывало количество выпадающих на плоскогорье осадков. Распределение последних вызвало значительные оледенения в западной части плоскогорья и резкое сокращение их к востоку. Увеличение количества осадков в прошлом было одной из основных причин возникновения ледников. Причиной же увеличения осадков могли, очевидно, быть трансгрессии моря в пределы Западно-Сибирской низменности.

Ледниковые покровы находились в определенных взаимоотношениях с новейшими структурами. Центр оледенений располагался в пределах наиболее приподнятой новейшей структуры — Путоранского свода. В краевых частях ледниковые покровы обтекали новейшие структуры. Некоторые из них были областями формирования дополнительных долинно-каровых центров питания покровов. Илл. 2. Библ. 4 назв.

УДК 551.33(471.25)

Краевые образования и некоторые особенности отступания валдайского ледника на территории Псковской области. Исаченков В. А. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

На междуречье Ловати, Великой и Западной Двины расположен мощный пояс краевых образований, состоящий из Себежской, Великолукской дуг и Бежаницкого межлопастного массива. Во внешней зоне Себежской дуги развит холмистый и мелкохолмистый моренно-камовый рельеф. Во внутренней зоне развит холмисто-грядовый рельеф. Здесь четко выделяются две цепи песчаных холмов и гряд — Идринская и Томсинская. Во внешней зоне Великолукской дуги развит крупнохолмистый рельеф (Поречьская цепь), образующий несколько небольших выпуклых к югу дуг. Во внутренней зоне развит мелкохолмистый и холмистый моренный рельеф (типа морен мертвого льда). На территории Псковской низины выделяется до трех-четырех цепей краевых образований. Одна из них (Красногородская) прослеживается от Судомской возвышенности на юго-запад к пос. Красногородское. Другая цепь краевых форм (Островская) пересекает Псковскую низину к северу от г. Острова.

Себежско-Великолукские краевые формы сопоставляются с померанскими краевыми образованиями в Литве, Красногородские — со среднелитовскими и Островские — с северолитовскими. Илл. 2. Библ. 11 назв.

УДК 551.33(476)

О гляциоморфологическом строении Великолукской дуги краевых образований. Исаченков В. А., Петров Г. Н., Михайлов И. И. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Между Бежаницкой и Валдайской возвышенностями к югу от г. Великие Луки проходит пояс краевых образований, обращенный выпуклой стороной к югу. В пределах пояса выделяются две зоны — внешняя и внутренняя. Внешняя зона состоит из цепи крупных холмов и гряд, которая подразделяется на ряд небольших выпуклых к югу и угловых массивов. К северу от Поречьской цепи располагается несколько небольших гляциодепрессий, занятых обычно мелкохолмистыми, реже озерно-ледниковыми равнинами. Во внутренней зоне развит холмисто-грядовый и мелкохолмистый рельеф типа моренной равнины, часто встречаются озерно-ледниковые плато типа «звонцев». Здесь выделяются две цепи крупных холмов и гряд (Еремкинская и Пронинская) и четко выражен проксимальный склон, обращенный к Ловатской низине. Между городами Великие Луки и Новосокольники расположен моренный массив, состоящий из нескольких угловых участков. Все это свидетельствует о том, что Великолукская дуга краевых образований состоит из сложной системы взаимоподчиненных гляциодепрессий и гляциоэлеваций различного ранга. Илл. 1. Библ. 7 назв.

УДК 551.33(471.25)

Об Усвятской дуге краевых образований. Митасов В. И., Исаченков В. А.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

На юго-востоке Псковской области в бассейне рек Ловать и Западная Двина проходит дугообразная зона крупнохолмистого рельефа, обращенная выпуклой стороной к югу. К северу от дуги расположены плоские и плосковолнистые водно-ледниковые равнины Усвятской гляциодепрессии, к югу — Двинско-Касплянской низины. В пределах Усвятской дуги краевых образований выделяется ряд небольших дуг холмов и гряд. Формирование Усвятской краевой зоны связано, по-видимому, с осцилляционной подвижкой Усвятского языка Ловатской лопасти валдайского ледника, а осложняющих ее небольших дуг — с деятельностью отдельных микроязыков (Шерстянский, Сенницкий и другие микроязыки). Илл. 1. Библ. 4 назв.

УДК 551.33(471.331)

Краевые образования центральной части Валдайской возвышенности и их перигляциальное обрамление. Котлукова И. В.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

В результате геологосъемочных работ изучено строение краевой зоны последнего оледенения к юго-востоку от озер Валдайское, Велье и Селигер до долины р. Цна. В пределах полосы шириной 50—70 *км* в дистальном направлении последовательно сменяются четыре стадиальных пояса холмистого рельефа: крестецкий, вепсовский, едровский и бологовский. Каждый из них окаймлен перигляциальными образованиями: долинными зандрами, зандровыми полями, абразионно-аккумулятивными равнинами приледниковых бассейнов. Разновозрастные стадиальные перигляциальные образования у границы валдайского оледенения сливаются, образуя зону его перигляциальных равнин. Стратиграфическое расчленение указанных стадиальных комплексов, помимо геоморфологических данных, обосновано данными палинологического анализа озерных межстадиальных отложений, найденных как под моренами среди краевых образований, так и на поверхности в перигляциальной зоне, где они выполняют реликтовые озерные котловины. В основании крупных водораздельных торфяников найдены озерные глины аллерёда. Илл. 2. Библ. 6 назв.

УДК 551.33(471.2)

Особенности деградации последнего оледенения на междуречье Ловати, Великой и Плюсы и некоторые вопросы образования межлопастных возвышенностей. Баканова И. П., Малаховский Д. Б.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

В статье рассматриваются геологические и геоморфологические особенности области между Рижско-Даугавской и Волховско-Ловатской низинами, в которой аккумулятивный ледниковый рельеф наблюдается лишь в пределах обособленных межлопастных возвышенностей (Лужская, Судомская, Бежаницкая, Невельско-Городокская, Латгальская и др.). Образование этих возвышенностей связывается с существованием «ледоразделов», обусловленных тектоническими структурами или выступами дочетвертичного рельефа и сохранявших свое положение в течение нескольких ледниковий или стадий оледенения. Приводится сопоставление с аналогичными образованиями на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках, в Вологодской и Архангельской областях. Библ. 15 назв.

УДК 551.33(477.83)

Окское материковое оледенение на западе Украины и его краевые формы. Геренчук К. И., Демедюк Н. С., Зденюк М. В.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

На основании спорово-пыльцевого анализа погребенного торфяника с. Крукеничи Львовской области доказывается окский (миндельский) возраст материкового оледенения на западе УССР. Устанавливается, что ледник имел малую мощность, продвигался по доледниковым долинам и не перекрывал междуречий; его краевыми формами являются перемытые морены в виде камовых террас, нагромождения крупных валунов, каналы стока ледниковых вод и их «дельты», представленные мощными толщами флювиогляциальных песков. Илл. 5. Библ. 20 назв.

УДК 551.33(477.82)

Распространение и стратиграфическое положение ледниковых отложений в западной части Украины. Дорофеев Л. М.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

На территории западной части УССР установлены разновозрастные ледниковые отложения. В частности, на территории Предкарпатья граница оледенения не выходила за пределы Главного Европейского водораздела, разделяющего притоки Сана от бассейна рек, впадающих в Черное море. Валунные образования этой территории являются продуктом таяния материкового льда краковского оледенения.

На территории Верхне-Припятской аккумулятивной равнины граница Европейского ледникового щита ограничивается Волынской конечноморенной грядой. Из пространственной ее связи с краевыми образованиями 1-го Варшавского оледенения, развитыми на территории Польши, вытекает, что формирование Волынского пояса краевых образований происходило в днепровскую ледниковую эпоху. Расположенная между этими регионами территория Галицко-Волынской впадины оледенением не перекрывалась. Илл. 3. Библ. 12 назв.

УДК (551.79) 551.33(476)

Динамика деградации среднеплейстоценовых ледниковых покровов Белоруссии в связи с вопросом о самостоятельности московского оледенения. Гурский Б. Н.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

На территории Белоруссии выделяется четыре полосы краевых образований среднечетвертичных ледниковых покровов. Три северных из них образовались во время деградации московского оледенения, а наиболее южная (новозыбковская) связана с днепровским оледенением. Приводятся стратиграфические, литологические и палинологические данные, подтверждающие точку зрения о самостоятельности сожского оледенения. На основании изучения новых разрезов Минской возвышенности обосновывается выделение древнейшего (неманского) оледенения и долихвинского (минского) межледниковья. Илл. 3. Библ. 13 назв.

УДК 551.33(476)

Закономерности распространения и условия залегания моренных отложений на территории Белорусской ССР. Мандер Е. П. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

На основе анализа гипсометрических карт по подошвам, кровлям и мощностям морен различного возраста, палеогеографических карт по ледниковьям, межледниковьям и других геологических материалов выявлены некоторые закономерности в гипсометрическом залегании моренных горизонтов на территории Белоруссии. Установлена зависимость условий залегания, мощностей морен от структурно-тектонического плана, характера доантропогеновой поверхности, особенностей оледенения и межледниковий. Приводятся сведения о палеогеографической обстановке различных отрезков антропогенового времени. Илл. 2.

УДК 551.33(476.8+476.7)

Краевые образования максимальной (озерской) стадии валдайского оледенения запада Белоруссии. Пасюкевич В. И., Нелипович Л. Н., Левицкая Р. И., Семенюк А. Д. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

При проведении комплексной геолого-гидрогеологической съемки и маршрутов в 1963—1967 гг. по западу Белоруссии авторами получен новый материал по геоморфологии и литологии краевых образований максимальной стадии валдайского оледенения. Уточнена граница распространения ледникового покрова этой стадии. Описаны новые разрезы муравинских отложений, перекрытые и не перекрытые мореной валдайского оледенения. Илл. 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.33(476)

Стадиальные полосы краевых образований московского и валдайского оледенений на территории Белоруссии. Ильина Е. А., Мандер Е. П. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Выделяются и описываются четыре полосы московских (полесская, копыльская, минская, ошмянская) и три полосы валдайских краевых ледниковых образований (оршанская, мядельская, браславская). Моренные ядра краевых образований закладывались под толщей движущихся ледников. Дуги конечных морен формировались на контакте активных и неподвижных льдов. В строении их участвуют пески, галечники, реже — моренные супеси и суглинки. Для московских краевых образований характерны напорные формы (отторженцы, гляциодислокаций, для валдайских — формы мертвого льда. Границы максимальных стадий обоих оледенений геоморфологически плохо выражены. Цепи краевых образований формировались в более поздние стадии. Московская и валдайская морены сходны по содержанию и петрографическому составу галечно-валунных фракций. Днепровская морена менее насыщена псефитовыми включениями, особенно кабонатными. Илл. 1. Библ. 7 назв.

УДК 551.33(476)

О границах краевых образований среднего и верхнего плейстоцена Белоруссии и некоторых спорных вопросах их выделения. Мотуз В. М. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Различие взглядов на положение границ предельного распространения оледенений среднего и верхнего плейстоцена Белоруссии сказывается на стратиграфическом расчленении четвертичных отложений. Используемые в этих целях геоморфологические критерии не всегда оказываются убедительными из-за расплывчатости ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа. Преодоление существующих разногласий возможно лишь на основе проведения комплексного изучения межстадиальных и межледниковых отложений с использованием палеонтологических, литологических и физических методов исследований. Илл. 2. Библ. 38 назв.

УДК 551.33(476.4)

Рельеф Оршанско-Могилевской равнины. Евцихевич В. Н. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Рельеф Оршанско-Могилевской равнины рассматривается в зависимости от возраста ледника, создавшего те или иные формы рельефа. Лучше всего формы рельефа сохранились на севере равнины (Орша, Дубровно), в зоне валдайского оледенения, где мы застаем современный эрозионный цикл развития рельефа на одной из ранних стадий. На остальной территории, в полосе московского оледенения, ледниковый рельеф оказался сильно выположенным и переработанным эрозией. Библ. 19 назв.

УДК 551.33 : 551.481.1(471.332)

К вопросу о развитии и возрасте некоторых озер Смоленского Поозерья. Кремень А. С. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Рассматривается развитие и возраст озер Каспля, Мутное и Залюбище, расположенных в пределах краевых образований двинской стадии (по И. Н. Салову) валдайского оледенения. Ложбинные котловины озер Каспля и Залюбище выполнены в основном кремнеземистыми сапропелями, в подпруженной котловине оз. Мутное среди кремнеземистых сапропелях в нижней части разреза встречается озерный мергель. Подстилаются илы обычно разнозернистым песком серого цвета, местами ожелезненным, с включением гравия. Осадконакопление в оз. Мутное началось в позднеледниковое (аллерёд) время. В озерах Каспля и Залюбище наиболее древние отложения датируются соответственно бореальным и атлантическим временем (анализы Е. С. Малясовой). Илл. 3. Библ. 17 назв.

УДК 551.33(471.331+471.332)

О положении границы последнего оледенения в бассейне Верхней Волги и верховьев Днепра. Козлов В. Б. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Сторонники двух оледенений в верхнем плейстоцене (А. И. Москвитин, И. И. Краснов и др.) проводят границы калинского и осташковского оледенений на территории бассейнов Верхней Волги и верховьев Днепра. Исследователи К. К. Марков, Н. С. Чеботарева и другие считают, что в верхнем плейстоцене было одно валдайское оледенение, южную границу которого они также проводят по указанной территории и которая ближе по положению к границе осташковского оледенения.

Принимая во внимание, что между проводимыми границами калининского и валдайского оледенений известны разрезы с микулинскими межледниковыми отложениями, не перекрытыми мореной, автор считает, что верхний плейстоцен имел одно — валдайское — оледенение. Илл. 4. Библ. 16 назв.

УДК 551.33 : 551.24

Основные вопросы гляцитектоники. Кригер Н. И. — В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.

Рассматривается состояние вопроса о строении напорных морен современных и главным образом плейстоценовых ледников. Делается вывод, что напорные морены образовались внутри ледниковой толщи, преимущественно в краевой ее части в результате движения мореносодержащего льда вверх — вперед. Главной формой гляциодислокаций являются отторженцы, внутри которых наблюдаются чешуйчатые надвиги и опрокинутые складки. Рассмотрена связь отторженцев с котловинами выпахивания. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 74 назв.

Краевые образования материковых оледенений

Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства *А. А. Фролова*
Художник *А. А. Люминарский*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Технический редактор *В. И. Зудина*

Сдано в набор 21/IV-72 г.
Подписано к печати 6/VIII-72 г.
Формат 70×108 1/16. Усл. печ. л. 31,58. Уч.-изд. л. 31,9.
Тираж 1000 экз. Т-01090. Бумага № 1. Тип. зак. 457

Цена 3 р. 52 к.

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

2-я типография Издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОНТОРА «АКАДЕМКНИГА»

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ КНИГИ:

АКИМОВ А. Т., ТЮТЮНОВ И. А. МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ И МИКРОРЕЛЬЕФ В ПЕЧОРСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ. 1961. 80 стр. 32 к.

БАРАНОВ И. Я. ПРИНЦИПЫ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО (МЕРЗЛОТНОГО) РАЙОНИРОВАНИЯ ОБЛАСТИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. 1965. 151 стр. 69 к.

БЕЛОКРЫЛОВ И. Д., ЕФИМОВ А. И. МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ ЗОНЫ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ И УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ. 1960. 75 стр. 20 к.

БОНДАРЕВ П. Д. ДЕФОРМАЦИЯ ЗДАНИЙ В РАЙОНЕ ВОРКУТЫ, ИХ ПРИЧИНЫ И МЕТОДЫ ПРЕДОТВРАЩЕНИЯ. 1957. 98 стр. 15 к.

БОРОВИНСКИЙ Б. А. ЭЛЕКТРО-И СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И ЛЕДНИКОВ. 1969. 183 стр. 1 р. 43 к.

БУТЯГИН И. П. ПРОЧНОСТЬ ЛЬДА И ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА. НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА РЕКАХ СИБИРИ. 1966. 154 стр. 60 к.

ВОЙТКОВСКИЙ К. Ф. МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА. 1960. 100 стр. 33 к.

ВОПРОСЫ КРИОЛОГИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. 1962. 124 стр. 71 к.

ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОКРИОЛОГИИ, СВЯЗАННЫЕ С ПРОМЫШЛЕННЫМ ОСВОЕНИЕМ ПЕЧОРСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА. 1962. 108 стр. 61 к.

ВЯЛОВ С. С. и др. ПРОЧНОСТЬ И ПОЛЗУЧЕСТЬ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ И РАСЧЕТЫ ЛЕДОГРУНТОВЫХ ОГРАЖДЕНИЙ. 1962. 254 стр. 1 р. 42 к.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕВЕРА. 1966. 216 стр. 1 р. 48 к.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, ЯКУТИИ И ЧУКОТКИ. 1964. 140 стр. 81 к.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕЧОРСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА. 1964. 223 стр. 1 р. 36 к.

ГРИГОРЬЕВ Н. Ф. МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ ПРИМОРСКОЙ ЗОНЫ ЯКУТИИ. 1966. 180 стр. 74 к.

ГРИГОРЬЕВ Н. Ф. ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПОБЕРЕЖЬЯ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ. 1962. 148 стр. 65 к.

ГРИШИН И. С. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И РАСЧЕТ СНЕГОВЫХ ПАВОДКОВ В ЛЕСОСТЕПНОЙ И СТЕПНОЙ ЗОНАХ. 1966. 128 стр. 48 к.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:
МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга-почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга-почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, 1; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

416