

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР



Вопросы
палеогеографии
плейстоцена
ледниковых
и перигляциальных
областей



Академия наук СССР
Комиссия по изучению четвертичного периода

Academy of Sciences of the USSR
Commission for Study of the Quaternary Period

Problems
of Pleistocene
Palaeogeography
in glacial
and periglacial
regions



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1981

3448

Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1981



Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. — М.: Наука, 1981.

В сборнике рассматриваются проблемы состояния природных компонентов в эпохи главных климатических ритмов плейстоцена. Приводятся конкретные данные о гляциодинамике ледниковых покровов в период их максимального развития, облике растительности вблизи края оледенения, состоянии главнейших феноменов перигляциальной зоны — лёссов и многолетней мерзлоты. Характеризуются растительный и почвенный покровы ведущих элементов ритмов плейстоцена — интерстадиалов и интергляциалов. С помощью палеогеографических компонентов и методов количественных расчетов предлагаются оценки температур для некоторых фаз плейстоцена. На базе конкретных данных анализируются некоторые общие вопросы плейстоцена — возраст и обстановка древнейшего оледенения, особенности эволюции териофауны, принципиальной структуры главных природно-климатических циклов.

Ответственные редакторы

доктор географических наук

А.А. ВЕЛИЧКО

доктор географических наук

В.П. ГРИЧУК

Problems of Pleistocene palaeogeography of glacial and periglacial regions. M.: Nauka, 1981.

The book deals with environmental components' state through the main climatic rhythms of the Pleistocene. Some data are given on ice sheets glaciodynamics during their maximum extent, on vegetation near the ice sheet margin, on loesses and permafrost which are most important phenomena at the periglacial zone. Vegetation and soil cover are characterized for the elements of the Pleistocene rhythms, i.e. *interstadials and interglacials*. For some phases of Pleistocene temperatures have been estimated by means of calculation and palaeogeographic components' parameters. The data obtained are used to consider some general problems of Pleistocene: age and environment of the most ancient glaciation, special features of mammal fauna evolution, structure of main natural-climatic cycles.

Editors-in-chief

Doctor of geographical Sciences

A.A. VELICHKO

Doctor of geographical Sciences

V.P. GRICHUK

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди публикаций по различным вопросам четвертичного периода предлагаемый читателю сборник характеризуется палеогеографической направленностью. К числу затрагиваемых авторами проблем относятся пространственные реконструкции природных компонентов, использование данных палеогеографических исследований для восстановления климата прошлого, проблемы общетеоретического характера.

Палеогеография принадлежит к числу тех разделов естествознания, в которых решение общих принципиальных вопросов теснейшим образом связано с накоплением экспериментальных данных, результатов полевых и лабораторных исследований. Объясняется это тем, что об истории развития природной среды нашей планеты в науке даже самые общие закономерности известны лишь в такой форме, что их использование для решения ряда задач путем расчетов и алгоритмов пока еще затруднительно.

В настоящем сборнике публикуются результаты некоторых исследований, проводимых отделом палеогеографии ИГ АН СССР, прежде всего на территории Русской равнины. Эта территория по праву считается одной из опорных для изучения стратиграфии и палеогеографии плейстоцена в масштабах всего земного шара. В ее пределах имеется благоприятное сочетание парагенетических связей главнейших генетических регионов плейстоцена — гляциальных и перигляциальных, к тому же хорошо изученных. Однако опыт последних десятилетий показывает, что даже при такой степени изученности (а может быть, именно благодаря этому) в ходе дальнейших исследований с широким применением аналитических методов появляются результаты, заставляющие по-новому взглянуть на устоявшиеся представления.

В сборнике освещаются новые данные конкретных исследований различных палеогеографических объектов и компонентов, относящихся к различным этапам плейстоцена. Однако, несмотря на разнообразие, они в целом дают представления о состоянии природы во все главные фазы колебания климата, свойственные главным циклам плейстоцена.

Так, в статье М.А. Фаустовой, по данным исследования фаций морены в пределах Окско-Донской равнины, реконструируется.

Состоянию таких важнейших компонентов перигляциальных районов, как лёсс и палеокриогенные феномены, обстановке их формирования в эпохи оледенений посвящены статьи Т.А. Халчевой и В.В. Бердникова. Э.М. Зеликсон и М.Х. Моносзон сконцентрировали свое внимание на еще недостаточно разработанной, но весьма важной теме о состоянии природной обстановки в эпохи интерстадиалов. Исследование этих характерных

элементов природных циклов плейстоцена поможет вскрыть новые особенности в принципиальной структуре колебаний климата плейстоцена.

Однако и в характеристике главных теплых фаз природного цикла — межледниковий как в отношении их растительности, так и почвенного покрова остается много неясного. Глубокий анализ флоры межледниковых озерно-болотных отложений у с. Крукеничи позволил В.П. Гричуку и Е.Е. Гуртовой не только определенно установить их лихвинский возраст, но и получить детальные палеоботанические реконструкции. Широкие возможности палеопедологического метода для природно-климатических реконструкций показаны в статьях А.Б. Богуцкого, Т.Д. Морозовой и С.А. Сычевой и В.П. Ударцева. На базе многократного аналитического материала авторами восстановлены главные особенности строения почвенного покрова эпохи микулинского межледниковья и межстадиала начала валдайского оледенения для двух крупных природных областей Русской равнины — Волынской возвышенности и Окско-Донской равнины.

Во многих из упомянутых статей даются палеоклиматические характеристики разных эпох плейстоцена. Значение данных о климате прошлого хорошо показано в статье В.П. Гричука, в которой на основании полученных с помощью палеоботанического метода палеоклиматических данных делается вывод о древнейшем плейстоценовом оледенении Европы. Палеоклиматическим разработкам посвящена и статья В.П. Нечаева, который предлагает новый подход к использованию данных о многолетней мерзлоте для оценки палеоклимата. Вопросов эволюции териофауны в плейстоцене на базе нового фактического материала касается статья А.К. Марковой, а в статье А.А. Величко рассмотрены некоторые теоретические вопросы, связанные со структурой главного климатического ритма плейстоцена.

*В.П. ГРИЧУК***ДРЕВНЕЙШЕЕ МАТЕРИКОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ В ЕВРОПЕ:
ЕГО ПРИЗНАКИ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ**

Проблема древнейшего, первого материкового оледенения в Европе имеет не только общий геологический и палеогеографический, но и стратиграфический аспекты. Это связано с тем, что очень многие исследователи считают явление материковых оледенений характернейшей особенностью четвертичного периода, дающей основание для отделения его именно в ранге периода от предшествующей части позднего кайнозоя. Эта точка зрения почти полностью отражена и в статье В.В. Меннера "Четвертичная система", являющейся одной из последних публикаций по проблеме нижней границы четвертичной системы (Меннер, 1977). Из такой оценки феномена оледенения логически следует, что время возникновения первого материкового оледенения представляет собой один из важнейших критериев для установления границы между плиоценом и плейстоценом.

При рассмотрении проблемы древнейшего оледенения мы имеем все основания исходить из априорной посылки, что поиски его признаков в древнеледниковой области Европы малоперспективны. При той мощнейшей экзарации, которую производили здесь льды последующих многочисленных оледенений, нахождение, предположим, морен этого оледенения, и притом в четких стратиграфических условиях, маловероятно. Несомненно, более результативными будут поиски признаков изменений природной обстановки, обусловивших это оледенение, во внеледниковой области. Это утверждение исходит из того же положения, на котором основываются вообще все климато-стратиграфические построения, а именно: материковые оледенения являются отражением общеглобальных изменений климата, которые более или менее отчетливо неизбежно должны проявляться во всех частях земного шара (Гричук, 1962).

Для решения поставленной задачи наиболее информативны палеоботанические материалы, поскольку прямые функциональные связи с климатом в растительном мире выражены сильнее, чем у других биотических, а тем более абиотических компонентов природной среды. Большое значение имеет и массовость палеоботанических материалов. В настоящее время имеется реальная возможность для многих районов Европы построить возрастные ряды ископаемых флор, с большей или меньшей полнотой характеризующих поздний кайнозой.

Эколого-формационный анализ флор, составляющих такие возрастные ряды, показывает, что они характеризуют очень сложный процесс изменения природных условий, среди которых ведущая роль принадлежит

климату. С одной стороны, выявляются ритмически повторяющиеся фазы обеднения флоры, связанные с эпохами некоторой аридизации климата или изменения термического режима в сторону похолодания. Климатические изменения первого типа более свойственны доплиоценовой части позднего кайнозоя, второго типа — последующей его части. Особенностью этих изменений флор является то, что в характере климатических формаций эпохи, предшествующей фазе ее обеднения, и эпохи, следующей за такой фазой, не обнаруживаются существенные различия: как исчезающие, так и возникающие формации укладываются в рамки одного и того же типа растительности.

С другой стороны, наряду с такими фазами явно циклического характера выявляются этапы, своего рода рубежи, на которых фиксируются значительные и необратимые изменения состава флор. Характер этих изменений не оставляет сомнений в том, что с соответствующим отрезком геологической истории связаны не формационные перестройки, а появление на данной территории нового типа растительности.

Из этого следует сделать вывод, что указанные изменения флор отражают изменения природных условий принципиально разного характера: циклического типа, при которых в оптимальные фазы более или менее полно восстанавливались существовавшие ранее условия природной среды, и ациклического типа, отражающих существенные и необратимые изменения природной обстановки.

Анализ позднекайнозойских флор южной части Русской равнины показал, что здесь в послеолигоценное время отчетливо фиксируются два рубежа смены типов растительности, связанные с изменением климата (Гричук, 1959). Первый из них приурочен ко времени перехода от сармата к мэотису. На этом рубеже из состава последующих флор полностью исчезают представители родов древесных пород, распространенных в настоящее время на территориях с невыраженной термической сезонностью, а также родов, современное распространение которых ограничивается январской изотермой 5° . Из этого следует, что начиная с мэотиса на юге Русской равнины устанавливается климат с термической сезонностью, но еще с положительными зимними температурами.

Второй рубеж приурочен к переходу от киммерия к акчагылу (куяльнику). Представители родов, вымерших на юге Русской равнины в начале последнего в настоящее время распространены на территориях, северная граница которых близко совпадает с изотермой января -5° (в Европе) и -15° (в Северной Америке и восточной Азии). Таким образом, у нас есть основание считать, что это изменение флоры произошло в связи с тем, что на юге Русской равнины установился климат с достаточно низкими зимними температурами (ниже -15°), т.е. относящийся по классификации Кеппена (1938) к группе бореальных.

Сходство состава миоценовых и раннеплиоценовых флор Русской равнины и Западной Европы дает основание считать, что сходные, хотя бы в общих чертах, климатические изменения происходили и в других районах Европы. Из всего сказанного следует, что в докиммерийское время, в первой половине позднего кайнозоя, в Европе не было условий для

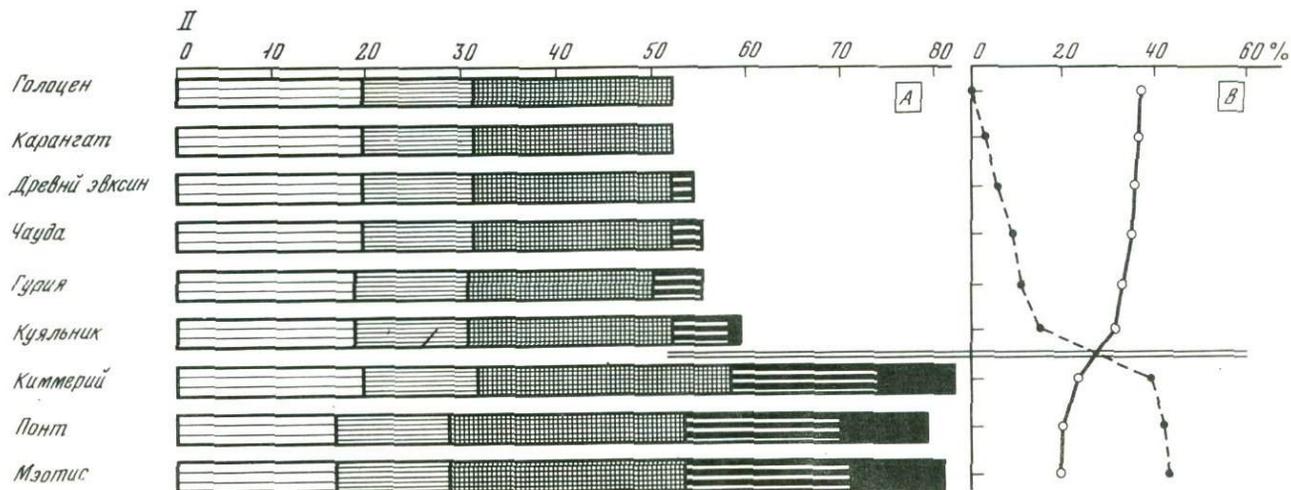
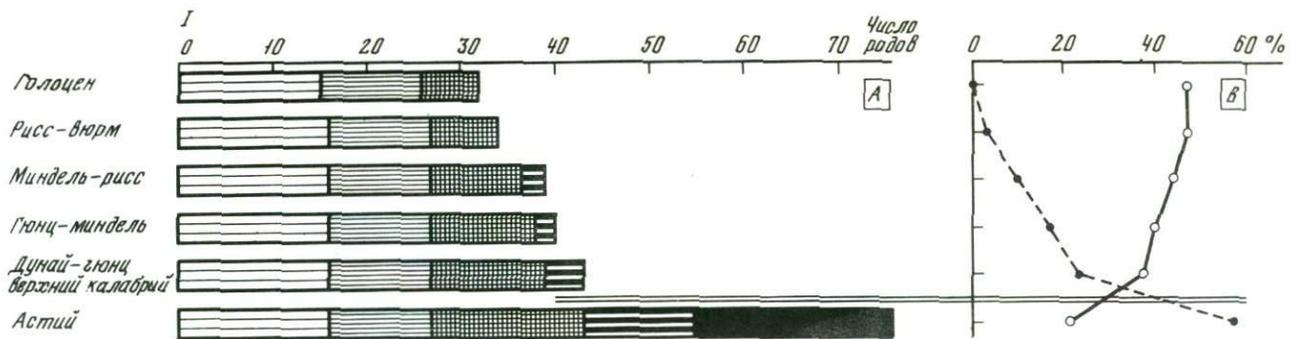


Рис. 1

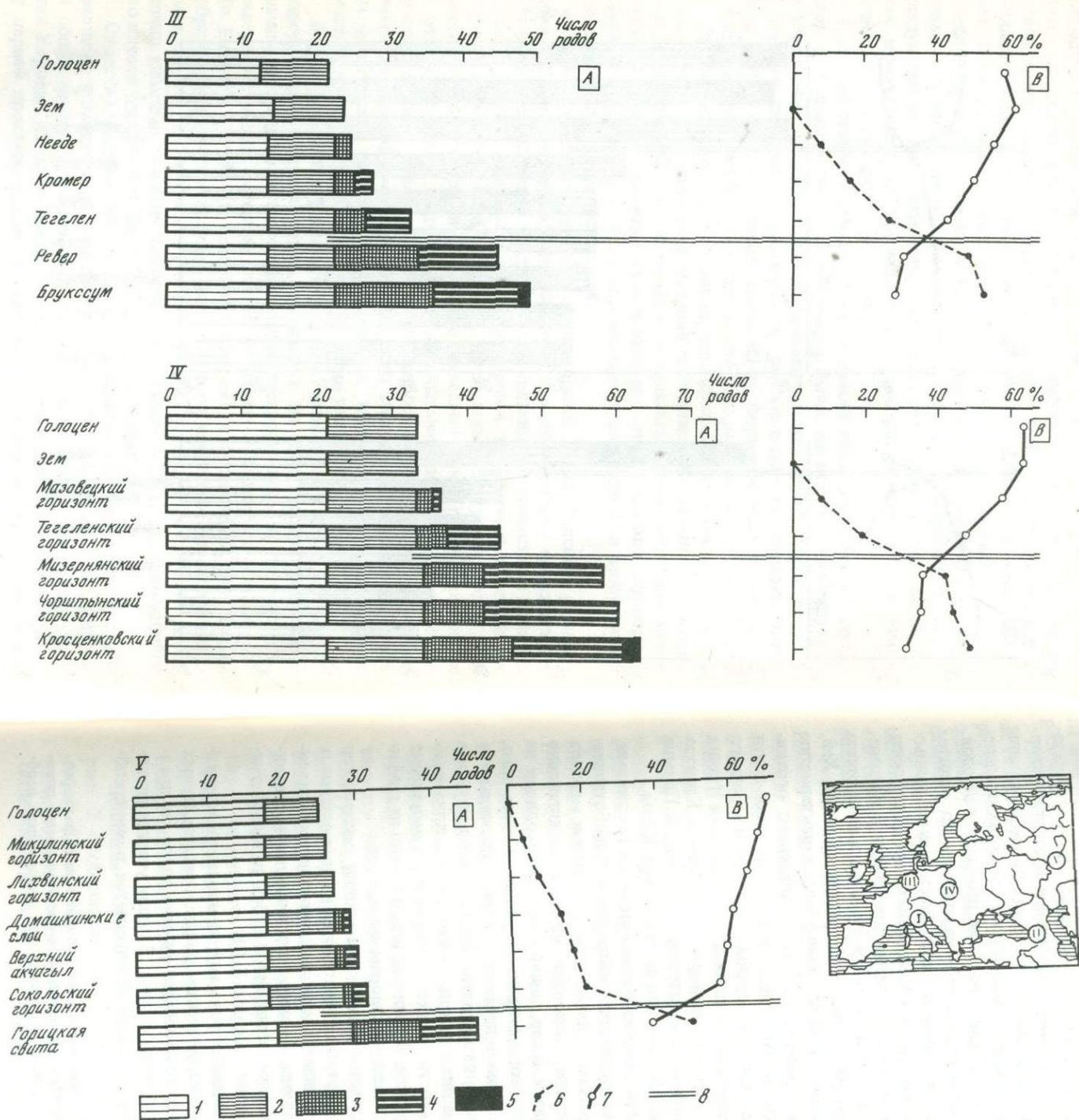


Рис. 1. Изменения состава плиоценовых и плейстоценовых дендрофлор (по В.П. Гречук, 1962)

I – северная Италия; II – западная Грузия; III – северные Нидерланды; IV – южная Польша; V – бассейн нижней Камы. А – соотношение географических групп родов древесных пород. В – соотношение компонентов ископаемых флор (участие в % от общего количества родов, представленных во флоре данного горизонта). Группа голарктических родов: 1 – панголарктические и североамериканские; 2 – американо-евразийские; 3 – американо-средиземно-азиатские; 4 – американо-восточноазиатские, восточноазиатские и североамериканские. Группа тропических родов: 5 – палеоарктические, американо-африканские и африканские; 6 – суммарное участие родов, относящихся к экзотическим (для данного района) группам; 7 – участие панголарктических родов; 8 – граница перехода от аркто-третичной флоры к пранеморальной флоре

возникновения материковых оледенений (т.е. для формирования ледников вне нивальной зоны горных систем), поскольку отсутствовали сезоны, во время которых могло происходить значительное накопление твердых атмосферных осадков. Результаты анализа флор юга Русской равнины позволяют предполагать, что возможность возникновения таких оледенений в Европе появилась лишь во второй половине позднего кайнозоя.

Обилие опубликованных палеоботанических материалов по многим странам Европы позволяет на основании анализа фактических данных проверить правомерность этого вывода, а также попытаться обнаружить признаки, указывающие на время возникновения древнейшего оледенения. Такая работа была выполнена нами в связи с составлением отчета подкомиссии INQUA до плиоцен-плейстоценовой границе (Гричук, Хей, Венцо, 1964). Для получения возможно более конкретных характеристик анализировались материалы из районов, где на сравнительно ограниченной территории известны флоры, относящиеся ко всем (или почти всем) выделяющимся здесь стратиграфическим горизонтам среднего и позднего плиоцена. Такими районами оказались: 1 — северная Италия (Ломбардия); 2 — западная Грузия (Черноморское побережье Кавказа в пределах Колхиды); 3 — северные Нидерланды; 4 — южная Польша (равнинная часть и Предкарпатье); 5 — нижняя часть бассейна Камы.

Основные результаты этого исследования иллюстрируются графиками, приведенными на рис. 1. Аппроксимирование обширного палеоботанического материала по названным районам достигнуто с помощью методов современной флористики. Поскольку основной интерес представляло прослеживание генетических связей флор, анализ их производился на уровне родов, объединяемых в географические группы. Кроме того, рассматривался родовой состав только древесных пород, поскольку в Европе и в плиоцене и в теплые эпохи плейстоцена господствующее положение занимал лесной тип растительности. Включение в анализ компонентов других типов растительности только затрудняло бы выявление основной линии формирования флоры. Из этих же соображений на графиках (см. рис. 1) приведены данные лишь по флорам теплых эпох¹.

Сопоставление данных о последовательных изменениях дендрофлор рассматриваемых районов показывает, что практически во всех основных регионах Европы выявляются закономерности, аналогичные установленным в южной части Русской равнины. Наряду с постепенными, сравнительно небольшими изменениями флор выявляется рубеж резкого изменения всех основных их характеристик (см. рис. 1, В).

На этом рубеже: 1) резко уменьшается роль американско-восточноазиатских, восточноазиатских и североамериканских родов, представленных термофильными видами; 2) сильно сокращается участие родов, не представленных в современной флоре данного района; 3) доля участия панголарктических родов в составе флор значительно повышается, и они преоб-

¹ Флоры холодных, ледниковых, эпох формировались под влиянием иных факторов, чем те, которые обуславливали климат (а следовательно, и растительность) плиоцена и межледниковий. В силу этого их анализ не может дать информацию, необходимую для понимания рассматриваемого процесса.

ладают над "экзотическими" родами; 4) резко уменьшается общее число родов, представленных во флорах каждого района.

Характер этих изменений (однозначный в столь отдаленных пунктах) не оставляет сомнений в том, что с этим рубежом связано изменение типа растительности во всей Европе, обусловленное сменой арктотретичной флоры новым флористическим образованием – пранеморальной флорой, давшей начало современной (Сочава, 1946).

Исчезновение наиболее требовательных к теплу элементов флоры, вплоть до районов западного и восточного Средиземноморья, показывает, что бореальный тип климата устанавливается не только на юге Русской равнины, но и во всей Европе.

Стратиграфическое положение описанного рубежа, после которого в Европе появляются потенциальные климатические возможности возникновения ледников вне горных систем, достаточно определено. В Италии он проходит между астием и калабрием, в Нидерландах – между ревером и тегеленом, в западной Грузии (Колхида) – между киммерием и куяльником. Имеющиеся геологические, геохронологические и палеомагнитные данные подтверждают идентичность его стратиграфического положения в этих трех районах и показывают, что он совпадает с границей между магнитными эпохами Гаусса и Матуямы и имеет возраст порядка 2 500 000 лет (Геохронология СССР, 1974). В бассейне нижней Камы он проходит между горицкой свитой, по палеоботаническим данным коррелирующей с самым нижним горизонтом кинельской свиты (Гричук, 1959) и сокольским горизонтом этой же свиты.

Последний на основании геологических материалов сопоставляется с верхней частью нижнего акчагыла (Стратиграфия неогена. . . , 1971). В южной части Польши он приурочен к переходу от мизернянского горизонта (Szafer, 1954) к тегелену. Корреляция его со стратиграфическими горизонтами в других районах возможна лишь по палеоботаническим материалам.

Совершенно очевидно, что охарактеризованный рубеж, с которым связано такое значительное событие, как изменение господствующего типа растительности на большой территории, в действительности представляет собой достаточно длительную, даже в геологических масштабах, эпоху. Из стратиграфических соотношений, а также палеоботанических материалов, которые приведены далее, следует, что этой эпохе в Италии соответствует нижний калабрий, "нетипичный калабрий", по Селли (Selli, 1954), претегелен в Нидерландах и нижний куяльник в Колхиде. Для понимания характеризующих ее физико-географических условий большое значение имеют результаты палеоботанических исследований, проведенных в последние годы в северной и центральной Италии (Lona, Bertoldi, 1973).

Основные выводы этих работ хорошо иллюстрируют приведенные на рис. 2 обобщенные палинологические диаграммы, заимствованные из работы Лона и Бертольди (Lona, Bertoldi, 1973). Этими исследователями были изучены разрезы морских отложений астия и калабрия в классической области их распространения, в средней части Ломбардской низмен-

ности (район Пармы), и связанные с ними озерные отложения, что позволило уточнить корреляцию с ранее изученным разрезом континентальных отложений с *Elephas meridionalis* у Леффе (район Бергамо, южнее предгорья Альп). На крайнем западе Ломбардской низменности, в Пьемонте, был изучен стратотипический разрез озерных отложений Виллафранка д'Асти. На рис. 2 приведена также диаграмма разреза Пьетрафита (около Перуджа), вскрывающего 30-метровую толщу отложений обширного древнеозерного бассейна "Tiberiano".

Не анализируя ту обширную палеоботаническую информацию, которая получена в результате изучения этих разрезов, остановимся только на одном моменте. В морских отложениях нижнего калабрия (с северными мигрантами в составе фауны) и эквивалентных им озерных отложений выявляется ряд фаз распространения растительных ассоциаций с господством микротермных элементов (сосна, ель, пихта и др.). Эти фазы несомненного похолодания и установления умеренно-холодного климата не только в горах, но и на низменности сопоставляются со стадиями дунайского оледенения Альп. Они разделяют отложения, для флоры которых характерно обилие субтропических элементов из семейства таксодиевых и других семейств, и отложения дунай-гюнцского интергляциала, где представлены только средиземноморские макротермные элементы.

Похолодание, соответствующее времени накопления нижнекалабрийских отложений Ломбардии, хотя и в менее сильной форме, отразилось и в центральных частях Италии. На это указывают результаты палеоботанического изучения разреза Пьетрафита, лежащего на высоте 200 м над уровнем моря в западных предгорьях Апеннин.

Материалы для характеристики климатических условий времени накопления нижних горизонтов калабрия имеются и для крайнего юга Италии. Они получены в результате палеотемпературных определений по изотопам кислорода в разрезе морских отложений Ла Кастелла в Калабрии (Emiliani et al., 1961). Здесь в мощной толще морских отложений граница между астием и калабрием четко фиксируется по фауне моллюсков и фораминифер. Палеотемпературные исследования были выполнены в большой серии образцов, характеризующих 45 м осадков выше этой границы и 110 м осадков ниже ее.

Соотношения изотопов определялись в раковинках трех групп фораминифер. В первую группу входят пелагические виды, обитающие в поверхностных слоях воды, — *Globigerinoides rubra* и *G. sacculifera* (температурные данные по этим видам наиболее достоверно характеризуют летние температуры). Вторая группа включает также пелагические виды, но обитающие обычно на больших глубинах в условиях более низких температур, — *Globigerina bulloides* и *G. inflata*. К третьей группе относятся все бентосные виды.

Измерения показали, что за время накопления как астийских, так и калабрийских отложений температура поверхностных и природных слоев воды значительно изменялась. Эти колебания во всех слоях одинаково направлены, поэтому можно ограничиться рассмотрением данных

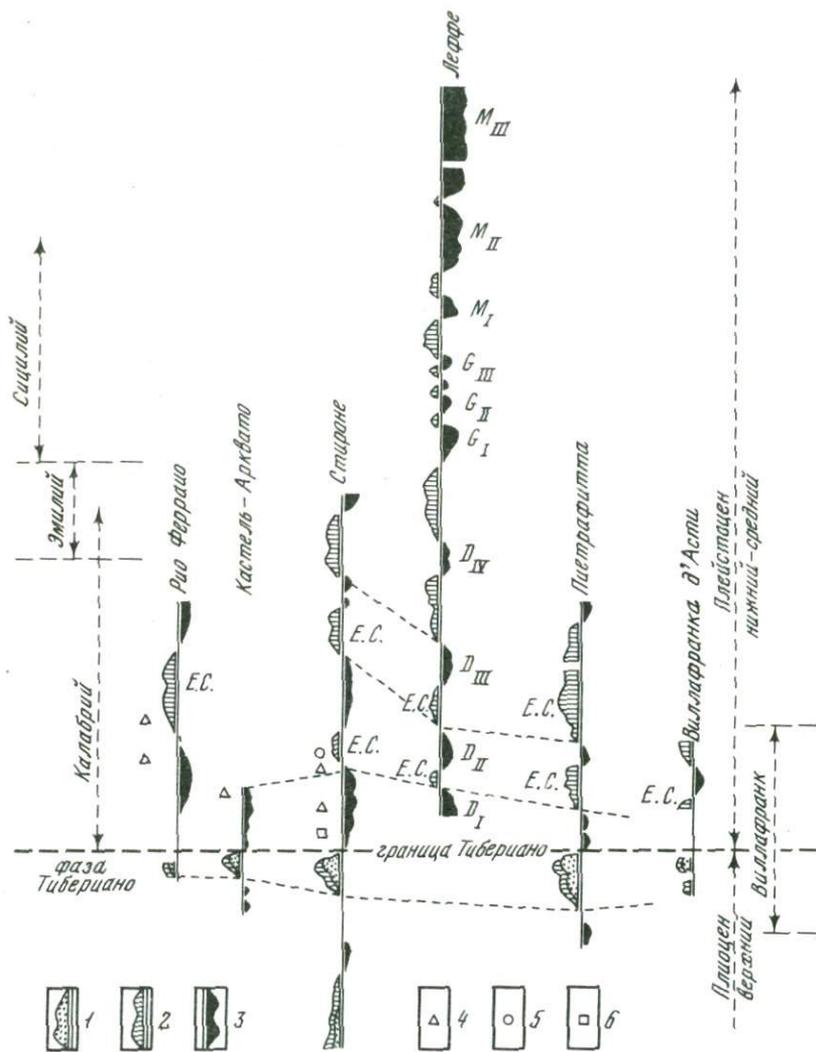


Рис. 2. Сопоставление обобщенных пыльцевых диаграмм разрезов морских и озерных отложений верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена Италии: Виллафранка д'Аста (Пьемонт); Леффе, Стироне, Кастель-Арквато, Рио Ферано (Ломбардия); Пьетрафатта (Умбрия) (по материалам Lona, Bertoldi, 1973)

Растительные ассоциации: 1 — с участием *Taxodium*, *Sciadopitis*, *Sequoia* (климат теплый); 2 — со средиземноморскими макротермными элементами (климат умеренно теплый); 3 — с микротермными элементами (климат умеренно холодный); Е.с. — с участием в растительных ассоциациях *Euscommia*, *Celtis* и других экологически близких видов. Находки в составе морской фауны бореальных мигрантов: 4 — *Arctica islandica*; 5 — *Hyalina bathica*; 6 — *Globigerina pachyderma*. Корреляция со стадиями оледенений: D_I — D_{IV} — стадии дунайского оледенения; G_I — G_{III} — то же, гюнцского оледенения; M_I — M_{III} — то же, миндельского оледенения

Таблица 1

Летняя температура поверхностных слоев воды Средиземного моря, рассчитанная по соотношению изотопов кислорода O^{16} и O^{18} (Emiliani, 1955; Emiliani et al., 1961)*

Пункт исследования	Стратиграфический горизонт	Максимальная температура, °С	Объект исследования
Разрез Ле Каstellла, Калабрия (побережье Ионического моря)	Верхняя часть асти-ских слоев	21	Раковины пелагических фораминифер
	Нижняя часть калабрийских слоев	16	
Колонка 189 (восточная часть Средиземного моря)	Донные отложения времени максимального похолодания в вюрме	12	

* Современная средняя месячная температура воды в июле в обоих районах 25

лишь для поверхностной температуры, относящейся, как уже отмечалось, к теплым сезонам года.

Предельные максимальные их значения приведены в табл. 1, в которой для сравнения помещены и результаты палеотемпературных определений для горизонта, относящегося ко времени максимума вюрмского оледенения, выявленному в колонке 189 из восточной части Средиземного моря (Emiliani, 1955).

По данным табл. 1 видно, что во время накопления базальных слоев калабрийских осадков фиксируется наличие периодов, когда летние температуры воды Ионического моря понижались по сравнению с современными не менее, чем на 9° . Для оценки значения этой величины можно привести три сравнения.

1. Данные о слоях, относящихся к эпохе вюрмского оледенения, показывают, что при максимальном похолодании летние температуры воды в восточной части Средиземного моря понижались до 12° , т.е. были на 13° ниже современных (Emiliani, 1955).

2. Карта температур поверхностных вод океанов показывает, что в настоящее время летняя изотерма 16° проходит на $13-15^{\circ}$ севернее широты разреза Ла Каstellла и только в области влияния холодного Азорского течения она располагается несколько южнее (Физико-географический атлас мира, 1964). В работе М.С. Бараша (1974), посвященной характеристике типов современных танатоценозов океанических планктонных фораминифер, их географическому распространению и стратиграфическому распределению в донных осадках северной и центральной Атлантики, показано, что во время ледниковых эпох позднего плейстоцена субарктические воды смещались к югу на 20° .

3. Если рассматривать термические условия закрытых морей, то оказывается, что в эпоху накопления нижних горизонтов калабрийских отложений температура поверхностных вод Средиземного моря соответствует современной температуре воды на юге Северного моря, а во время максимального похолодания в вюрме — современным условиям северной части последнего, в районе Шетландских островов и Трансхеймфьорда (Физико-географический атлас мира, 1964).

Все эти данные показывают, что температурная депрессия на юге Италии, существовавшая во время накопления нижних горизонтов калабрия, вполне сравнима с депрессией времени максимального похолодания в вюрмскую эпоху, хотя и характеризуется меньшими величинами.

Какие же климатические условия существовали в интересующую нас эпоху в других частях Европы?

Для реконструкции климатических условий на континентах мы еще не располагаем физическими методами, подобными методу определения температуры воды океана по соотношению изотопов кислорода в раковинах фораминифер. Для суждения о климате суши мы вынуждены пока базироваться в основном на информации, которая может быть почерпнута из палеонтологических материалов. Как уже отмечалось, наиболее простая информация извлекается из данных об ископаемой флоре.

В последние годы все чаще и чаще появляются работы, авторы которых дают количественные оценки реконструируемых климатических факторов — в основном температур, а иногда осадков и других элементов климата. Однако с сожалением следует отметить, что во многих случаях мы сталкиваемся с весьма примитивными представлениями о возможностях и путях интерпретации данных по ископаемым флорам в палеоклиматическом аспекте. Тесные связи растений и растительных ассоциаций с климатом несомненны, но также несомненно и то, что эти связи очень сложны. Поэтому восстановить на основании палеоботанических материалов былые климатические условия, претендующие на достаточное приближение к реально существовавшим, можно лишь при условии строгого учета всех известных нам закономерностей связи растений с климатом.

В лаборатории спорово-пыльцевого анализа Института географии АН СССР была выработана методика расчета по флористическим материалам количественных значений главнейших климатических показателей. При ее разработке были использованы идеи и соображения, высказанные в палеоботанических работах Шафера (Szafer, 1946, 1952) и Иверсена (Iversen, 1944, 1954). Желание иметь возможность проверки полученных результатов привело к разработке двух независимых методов расчета, каждый из которых в свою очередь имеет возможности внутреннего контроля (Гричук, 1969).

Степень достоверности и точности получаемых количественных значений климатических показателей определялась следующим образом. Для ряда локалитетов были взяты сведения об их современной флоре и обработаны по программе, предложенной для обработки данных по ископаемой флоре. Вычисленные значения климатических показателей сопоставлялись со средними многолетними данными ближайших метеороло-

гических станций. Оказалось, что рассчитанные по флористическим материалам (осредненные результаты расчетов по двум методам) значения летних и зимних температур отличались от инструментально определенных не более чем на $\pm 1^\circ$, годовая сумма осадков — не более чем на ± 50 мм, длительность безморозного периода — на ± 15 дней (Гричук, 1969).

Важным дополнением к этой методике являются способы интерпретации материалов по ископаемым флорам горных стран, использованные в работах Лона (Lona, 1950).

Для реконструкции климатических условий Европы в эпоху, с которой связан переход от арктогетической (тургайской) флоры к флоре протонеморальной, были использованы палеоботанические материалы по семи пунктам, или очень ограниченным районам, в которых соответствующие отложения достаточно полно изучены. В их число вошли все разрезы, материалы по которым были использованы при составлении графиков (см. рис. 1):

1) северная Италия — Леффе (Lona, 1950; Lona, Follieri, 1957), Стироне (Lona, Bertoldi, 1973); 2) юго-западная Грузия — Гогорети, Хварбети, Шава, Чахвати (Шатилова, 1963, 1964); 3) юго-восточная Англия — Ландхам, Бавен, Вест Рантон (West, 1962, 1963); 4) северные Нидерланды — Мейнвег, Эйндховен, Тегелен (Zagwijn, 1960, 1963); 5) южная Польша — Мизерна (Szafer, 1954; Szafer, Oszast, 1964); 6) юго-западная Словакия — Плавецке Подградье (Krippel, 1962); 7) восточная часть Русской равнины, бассейн нижней Камы — Рыбная Слобода (Гричук, 1959), Бетки, Подгорные Байляры, Биклянь, Омарский Починок (Горещкий, 1964).

В перечисленных пунктах интересующий нас переходный горизонт, за которым можно закрепить широко принятое название "претегелен", представлен сравнительно мощной толщей осадков, лежащих на слоях с флорой, содержащей субтропические элементы. Этот горизонт выделяется как первый уровень, в котором фиксируется полное исчезновение (за исключением Кавказа) термофильных компонентов флоры. На рис. 3 (см. вкладку) приведены пыльцевые диаграммы, составленные по материалам всех конкретных разрезов в каждом пункте (или районе). На них несколько схематично показано изменение только двух элементов палеоботанической характеристики рассматриваемых отложений: суммарное участие в составе спектров пыльцы термофильных древесных пород и число представленных термофильных родов (по объединенным данным пыльцевого и карпологического анализов). Эти графики представляют собой, конечно, предельно обобщенное отражение палеоботанических особенностей рассматриваемых отложений. Однако в совокупности они объективны, так как построены по независимым данным и отражают очень важный исторический процесс — периодическое обеднение и обогащение термофильными элементами растительности и флоры. Такое явление мы можем рассматривать как несомненный результат чередования эпох с холодным и теплым климатом, поскольку влияние изменения эдафических условий и биотических факторов здесь элиминируется.

Для приводимой далее реконструкции климатических условий были использованы данные по тем слоям, в которых зафиксированы следы

наибольшей депрессии климата. Строгие доказательства полной синхронности этого явления на всем пространстве Европы, конечно, отсутствуют, но можно думать, что принятое нами допущение не может внести существенных искажений в реальную характеристику рассматриваемой эпохи.

Данные по двум южным районам — северной Италии и юго-западной Грузии мы рассматриваем самостоятельно, так как последние относятся к горным территориям, имеющим свою специфику по отношению к северным равнинным территориям (см. рис. 3). Кроме того, и климатические реконструкции основываются на другой методике. Максимальная климатическая депрессия здесь фиксируется в слоях, обозначенных в Италии как вторая стадия дунайского оледенения (Дунай II), а в юго-западной Грузии — как ранняя фаза куяльника K1a (Шатилова, 1963).

Результаты палеоклиматической интерпретации соответствующих палеоботанических материалов приведены в табл. 2, в которой помещены также и некоторые необходимые сравнительные данные. Для южного склона Альп мы не располагаем данными о величине снижения (депрессии) границ высотных поясов растительности в эпоху вюрмского оледенения. Но учитывая, что депрессия снеговой линии в эту эпоху на южном склоне Альп была лишь немного меньше, чем на северном (Frenzel, 1967), для оценки величины, полученной для Леффе, можно использовать данные Фирбаса (Firbas, 1949) по величине снижения лесной границы в Баварских Альпах. При сопоставлении данных табл. 2 мы видим, что в эпоху второй стадии дунайского оледенения депрессия высотных границ поясов растительности была, несомненно, меньше, чем в главную стадию вюрма, но больше, чем в его заключительную стадию, сопоставляющуюся со стадией салпаусселья скандинавского ледникового покрова.

Цифры, характеризующие температурные условия в эпоху второй стадии дунайского оледенения (Дунай II) в северной Италии, показывают, что средняя температура наиболее теплого месяца на уровне Леффе (абсолютная высота 400 м) была на 9–10° ниже современной. Это хорошо согласуется с приведенными ранее данными о величине температурной депрессии на юге Италии, установленной по изотопно-кислородным измерениям (см. табл. 1).

В юго-западной Грузии в одновозрастном горизонте фиксируется снижение границ высотных поясов на 1200 м. Из этого следует, что средняя месячная температура наиболее теплого месяца на уровне моря в эту эпоху была на 6° ниже современной, а наиболее холодного на 11°. Очевидно, параллельно со снижением границ высотных поясов растительности должно было как-то изменяться и положение снеговой линии. Высотное положение последней определяется не только температурными, но многими другими климатическими факторами. Исследования Фирбаса по истории лесов средневропейских гор показывают, что в вюрме снижение высотных поясов растительности здесь было более значительным, чем снижение снеговой линии, но определялось числами того же порядка (Firbas, 1939). Это дает основание полагать, что депрессия снеговой линии в западной части Кавказа в раннем куяльнике определялась вели-

Таблица 2

Депрессия границы высотных поясов растительности и температура в Альпах и на Кавказе в эпохи оледенений

Территория	Эпоха	Депрессия границы, м	Средняя месячная температура, °С		Источник
			наиболее теплого месяца	наиболее холодного месяца	
Альпы Южный склон, Леффе	II стадия дунайско- го оледене- ния	* 1300	12	-8	Lona, 1957
Северный склон	Главный вюрм	1600	-	-	Firbas, 1949
	Молодой дриас	1000	-	-	Firbas, 1949
Кавказ Юго-западная Грузия, Гогорети Юго-западный склон Большо- го Кавказа	Нижний куяльник	1200	17	-5	Шатилова, 1964
	Последнее оледенение (вюрм)	900-1000*	-	-	Церетели, 1966

* Депрессия снеговой границы.

чинами порядка 1000 м. Эта величина близка к амплитуде этой депрессии на юго-западном склоне Большого Кавказа в эпоху последнего оледенения (Церетели, 1966). Таким образом, можно думать, что ухудшение климатических условий в начале раннего куюльника было не больше, чем в эпоху последнего оледенения Кавказа.

Палеоботанические данные (обобщенные пылевые диаграммы) по разрезам, в которых охарактеризованы отложения претегелена и его эквивалентов в северной равнинной части Европы, приведены на рисунке (см. рис. 3). Результаты палеоклиматических реконструкций по флорам слоев, в которых фиксируются следы максимальной климатической депрессии, даны в табл. 3. В этой же таблице для сравнения и оценки масштабов депрессии приведены данные, характеризующие современный климат в районе расположения этих разрезов, по материалам ближайших метеорологических станций (Мировой агроклиматический справочник, 1937).

Сравнение данных табл. 3 показывает, что эпоха претегелена при сравнительно небольшом снижении летних температур характеризуется очень значительным понижением зимних температур (в Нидерландах на 14°),

значительно меньшей продолжительностью безморозного периода и увеличением количества твердых осадков в средней и западной Европе.

Для оценки масштаба этой климатической депрессии и решения вопроса о возможности существования в претегелене покровного оледенения на севере Европы представляет интерес сравнение реконструированных палеоклиматических данных не только с современными, но и с аналогичными данными по какому-то отрезку времени, для которого наличие покровного оледенения несомненно. С этой целью были рассчитаны климатические показатели для эпохи молодого дриаса (стадия салпаусселькя), для которой установлено распространение материковых льдов и имеются обширные палеоботанические материалы. Результаты этих расчетов для шести пунктов в среднеширотной области Европы приведены в табл. 4.

Следует отметить, что рассчитанные нами показатели летних температур для средней и западной Европы оказались близкими к тем, которые ранее были реконструированы рядом исследователей (с учетом поправки на высоту пункта над уровнем моря). Краткая сводка этих данных составлена Коперовой (Koprowa, 1958).

При сравнении данных, приведенных в табл. 3 (по претегелену) и табл. 4, видно, что они характеризуют в общем сходную по своим размерам климатическую депрессию. Но, поскольку эти цифры относятся к разным географическим пунктам, их детальное сравнение очень затруднительно. В связи с этим, а также и потому, что для правильной интерпретации климатических характеристик очень важен учет их пространственного распределения, данные табл. 3 по претегелену и табл. 4 по молодому дриасу представлены на серии карт (рис. 4). На первых четырех картах дана интерполяция изменений величин климатических показателей с помощью изолиний. При малом числе точек и больших расстояниях между ними в выполненной интерполяции, несомненно, очень велик элемент гипотетичности. Но все же она помогает выявить главнейшие особенности климата сравниваемых эпох.

Сопоставление карт и цифровых материалов табл. 3 и 4 позволяет сделать следующие выводы.

1. Летние температуры в претегелене в пунктах, показанных на рис. 4, были несколько ниже, чем в тех же пунктах в молодом дриасе. Они были значительно ниже современных на востоке Европы, но на западе континента эти различия уменьшались.

2. Зимние температуры в претегелене во всей Европе были значительно ниже, чем в эпоху молодого дриаса, так же как и в современную эпоху. Конфигурация системы изотерм сильно отличается от современной субмеридиональной системы зимних изотерм Европы. Сушествено отметить, что в молодом дриасе зимние изотермы в средней и западной Европе проходили более или менее концентрически по отношению к ледниковому покрову в Фенноскандии.

3. Амплитуда годовых температур на территории средней и западной Европы в претегелене близка к современной на самом крайнем востоке

Таблица 3

Климатические показатели периода максимального похолодания в претегелене и настоящего времени

Территория	Эпоха и стратиграфический горизонт	Разрез и название метеостанции для современной эпохи
Южные Нидерланды	Претегелен	Мейнвег, скважина 747/19
Южная Польша	Современная	Утрехт
	Чорштынский*	Мизерна, скважина А
Западная Словакия	Современная	Краков
	Претегелен	Плавецке Подградье, скважина К 9
Восточная часть Русской равнины (бассейн Камы)	Современная	Брно
	Челнинский	Бетьки, скважина 1338
	Современная	Казань

* Шафер (Szafer, 1954) характеризует климатическую депрессию эпохи формирования чорштынского горизонта как менее значительную (климат, близкий к современному в южной Польше).

континента. Это указывает на то, что континентальность климата Европы в эту эпоху была значительно выше современной. В молодом дриасе эта тенденция выражена уже не так сильно.

4. Длительность безморозного периода в претегелене на всем пространстве Европы была значительно меньше, чем в молодом дриасе и в настоящее время. На широте 50–55° этот период продолжался всего 3 месяца, как в настоящее время на крайнем северо-востоке Русской равнины, в области развития сплошной многолетней мерзлоты.

5. Распределение годовых сумм осадков в претегелене близко к такому в молодом дриасе, а также и в настоящее время. Однако количество твердых осадков (снега) на западе Европы было значительно больше, чем в дриасе, и во много раз превышало современное.

Приведенные данные и сравнения показывают, что климат Европы в эпоху претегелена и ранних стадий дунайского оледенения характеризовался большей суровостью, чем во время молодого дриаса. Такие черты климата молодого дриаса, отличающие его от современного, как большая континентальность, кратковременность безморозного периода, большая снежность зим на западе континента, в эпоху претегелена были выражены значительно ярче. Возникновение этих своеобразных черт климата молодого дриаса, несомненно обуславливалось причинами, вызвавшими и

Средняя месячная температура, °С		Осадки, мм		Безморозный период, число дней
наиболее теплого месяца	наиболее холодного месяца	годовая сумма	из них твердые	
17	-16	750	250	100
18	-2	691	0	196
18	-19	625	175	100
19	-3	735	92	187
18	-14	700	175	110
19	-3	529	106	125
16	-19	450	150	90
20	-14	460	155	146

образование ледникового покрова в Скандинавии. Все это делает неизбежным вывод о том, что в претегелефе в Фенноскандии должен был существовать ледниковый покров. Размеры этого покрова должны были быть больше, чем в эпоху молодого дриаса, т.е. в стадии салпаусселькя, но меньше, чем в эпоху максимума вюрмского (вислинского, валдайского) оледенения. Можно думать, что на юго-западе граница этого ледникового покрова не достигала Ютландии, а на юго-востоке не распространялась дальше современного побережья Балтийского моря (щецинская морена Галицкого?). Допускать большие размеры ледникового покрова, по-видимому, нет оснований.

Размеры дунайского оледенения Альп приблизительно известны. Наличие значительного оледенения гор Кавказа в эпоху накопления базальных горизонтов куяльника в юго-западной Грузии не может вызывать сомнений. Оно устанавливается на основании геологических данных (Милановский, 1966). Кроме того, признание его существования с неизбежностью вытекает уже из факта очень значительной депрессии высотных поясов растительности. Сопоставление данных спорово-пыльцевого анализа по слоям Куяльник I у сел. Гогорети и из колонки осадков Черного моря, имеющих датировку по C^{14} — $23\,000 \pm 1320$ (Нейштадт и др., 1965), показывает, что размеры этого древнейшего оледенения, вероятно, были несколько меньше, чем позднелепистоценового.

Таблица 4

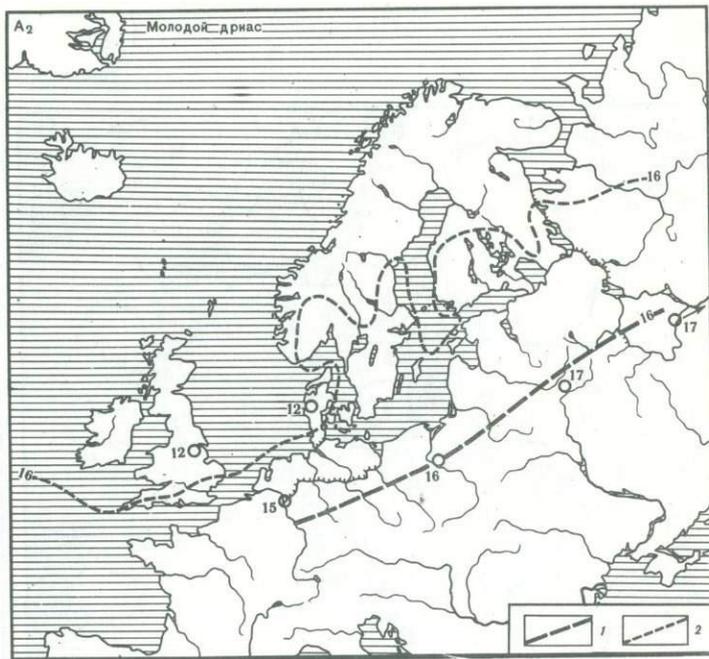
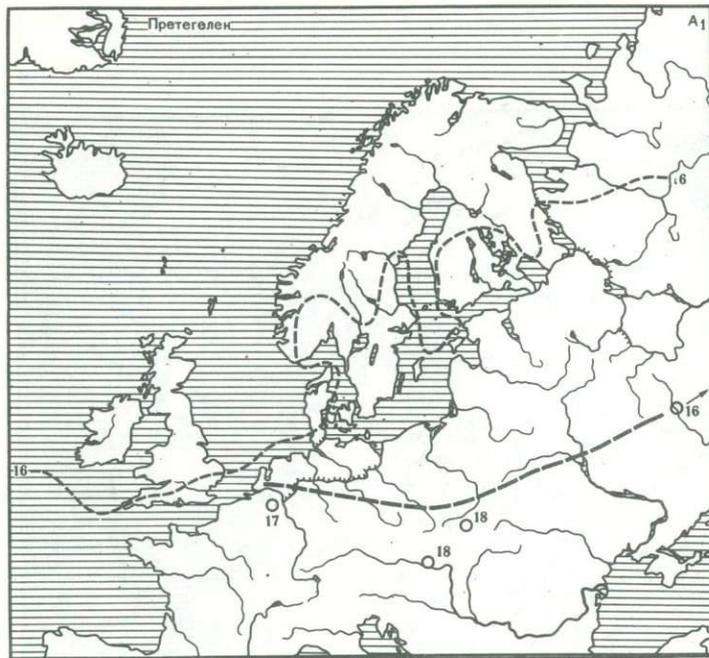
Климатические показатели периода максимального похолодания в эпоху молодого дриаса

Территория	Разрез	Средняя месячная температура, °С		Осадки, мм		Безморозный период, число дней	Источник палеоботанических материалов
		наиболее теплого месяца	наиболее холодного месяца	годовая сумма	из них твердые		
Юго-восточная Англия	Флайкстон	12	-10	575	225	100	Godwin, 1956
Бассейн нижнего Рейна	Динслакен, Маркенгарф, Обергаузен	15	-10	550	175	110	Averdieck, Döbling, 1959
Юго-западная Ютландия	Бёллинг	12	-13	450	150	80	Iversen, 1954
Северо-западная Польша	Жухово	16	-10	550	200	110	Oszast, 1957
Русская равнина (бассейн верховьев Западной Двины)	Понизовье	17	-12	500	200	130	Наши данные
Русская равнина (бассейн нижней Камы)	Давар	17	-16	400	100	110	Нейштадт, 1957

Изложенное позволяет следующим образом реконструировать палеогеографическую обстановку в Европе в отрезок времени, соответствующий претегелену и дунайскому оледенению. На севере континента

Рис. 4. Реконструкция значений скалярных элементов климата Европы для фаз максимального похолодания в эпохи претегелена и молодого дриаса

A — средние месячные температуры наиболее теплого месяца: 1 — изотермы по реконструированным значениям; 2 — современные изотермы июля. *B* — средние месячные температуры наиболее холодного месяца: 1 — изотермы по реконструированным значениям; 2 — современные изотермы января. *B* — годовые амплитуды температур: 1 — изолинии по реконструированным значениям; 2 — изолинии современных годовых амплитуд. *Г* — продолжительность безморозного периода (число дней): 1 — изолинии по реконструированным данным; 2 — изолинии современной длительности безморозного периода



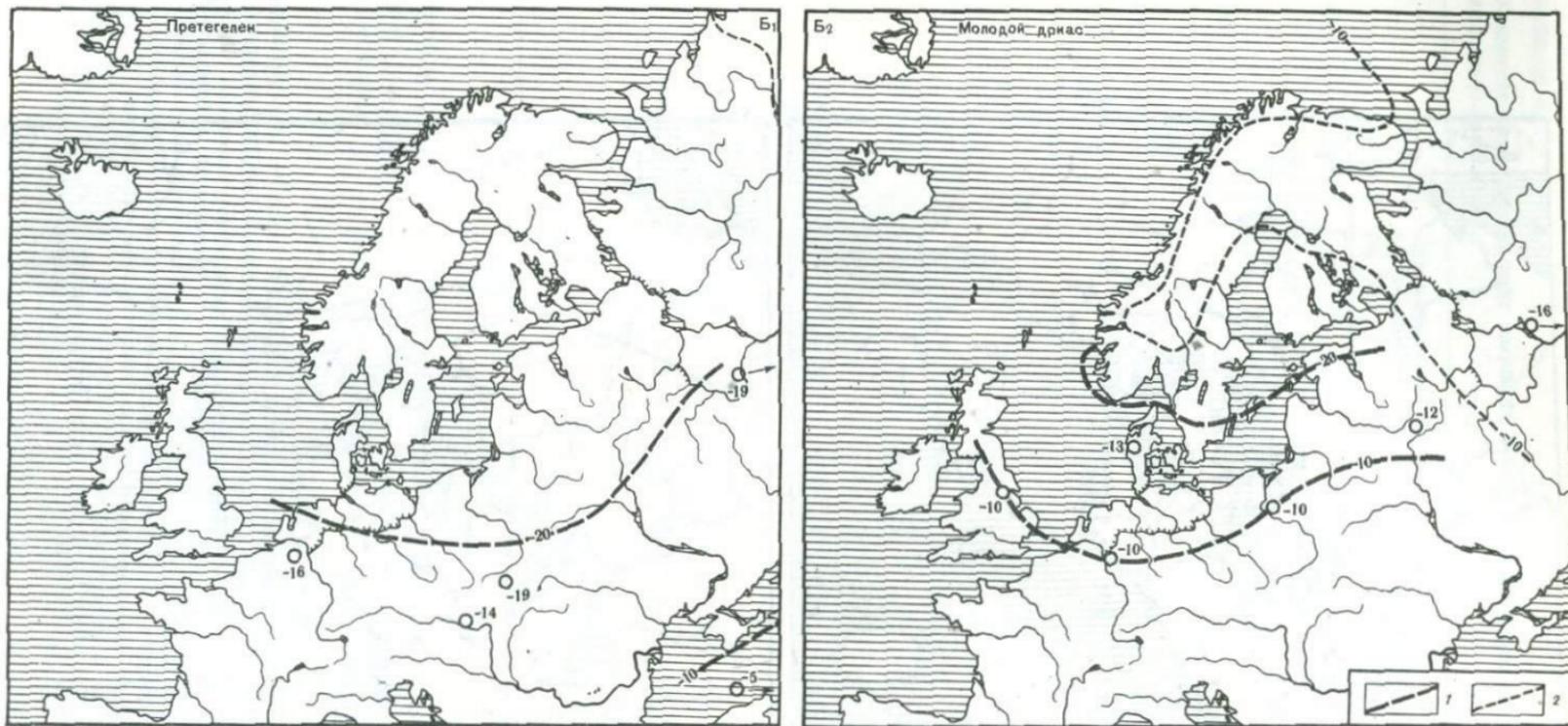


Рис. 4 (продолжение)

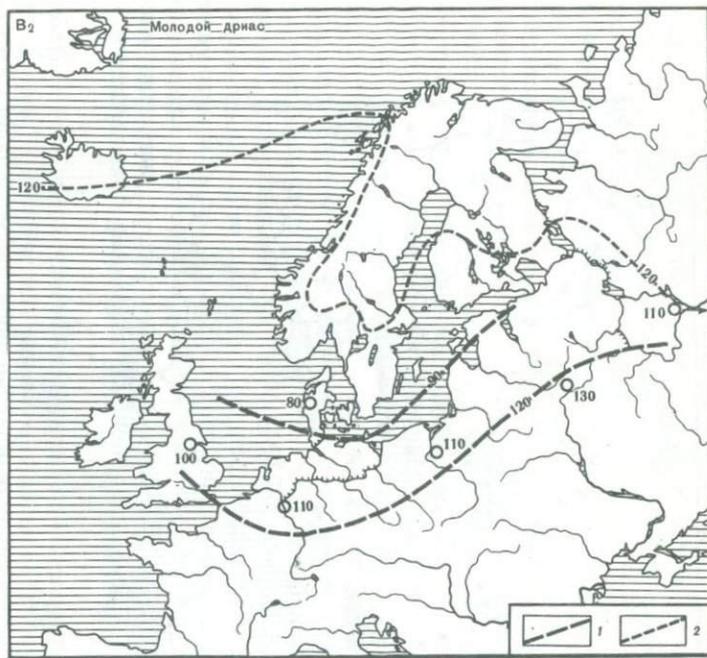
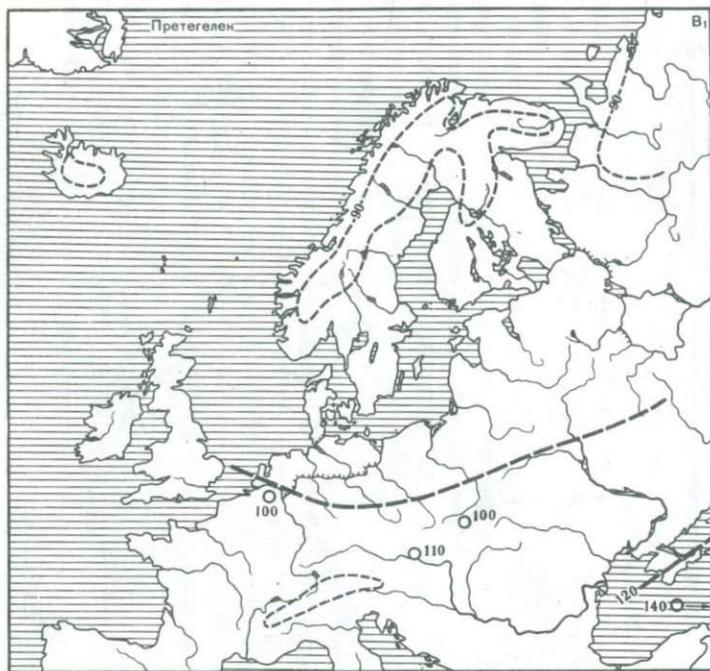


Рис. 4 (продолжение)

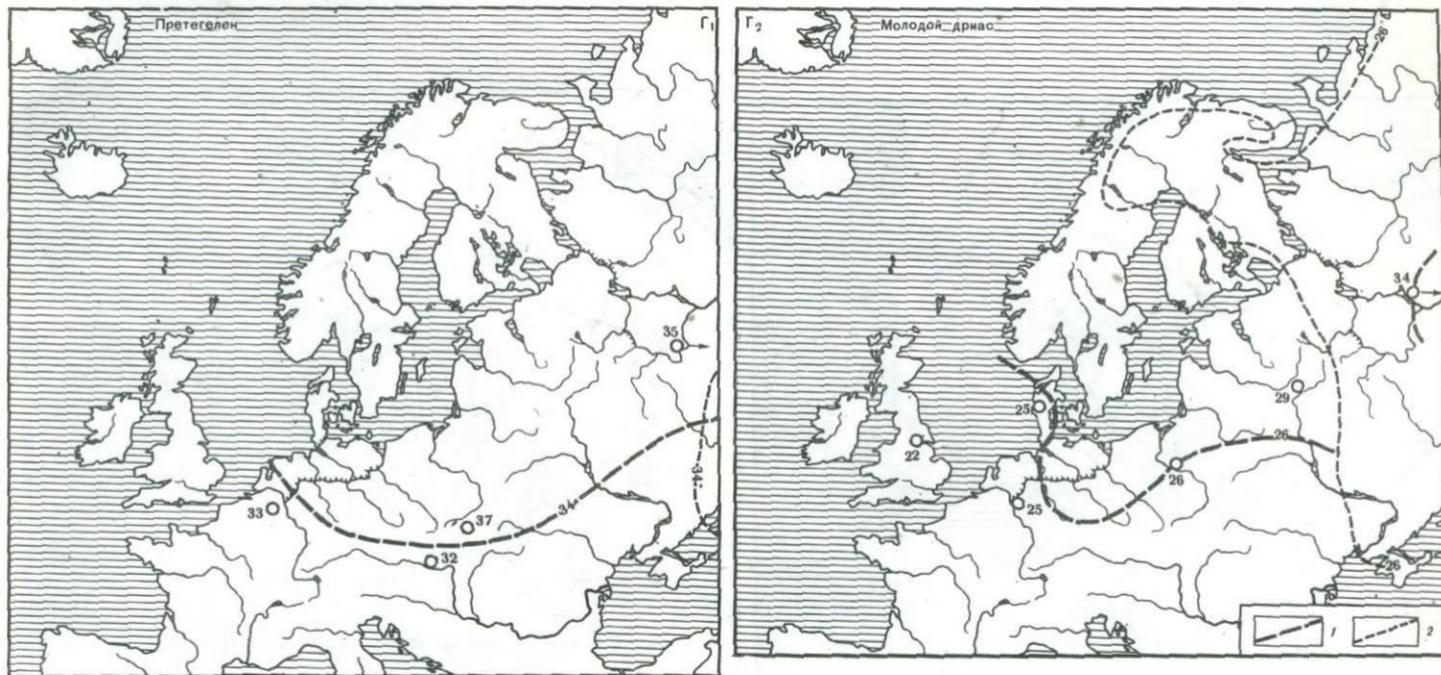


Рис. 4 (окончание)

существовал довольно обширный ледниковый покров, в наиболее высоких горных системах на юге — значительное горное оледенение. Климат всей территории был континентальным и значительно суровее современного. Северо-восточная граница лесной области на Русской равнине проходила, вероятно, в области бассейнов верхней Волги и верхнего Днепра (рис. 5).

К сходным выводам о палеогеографических условиях северной Евразии в претегелене (Praetegelen-Kaltzeit) пришел и Френцель (Frenzel, 1967, 1968), детально анализировавший имеющиеся палеоботанические, палеозоологические и геологические материалы. Отмечая сравнительную ограниченность имеющихся данных и трудности стратиграфических корреляций, он составил, хотя и довольно схематичную, карту растительности этой эпохи. Часть ее, относящаяся к Европе, воспроизведена на рис. 6. Карта отражает обстановку, в общих чертах типичную и для всех последующих ледниковых эпох плейстоцена. Это легко установить, сравнивая ее и с картами, составленными Френцелем (Frenzel, 1968), и с картами других авторов. Необходимо оговорить, что некоторые небольшие расхождения между схемой на рис. 5 и картой Френцеля (см. рис. 6) связаны с тем, что на последней представлены события в значительно большем хронологическом диапазоне. В частности, это относится к изображенной на карте максимальной фазе акчагыльской трансгрессии (Кожевников, 1966).

В связи с проблемой плиоцен-плейстоценовой границы представляет интерес вопрос о наличии материковых оледенений в интервале, соответствующем позднему акчагылу и апшерону (по стратиграфической схеме, принятой для Понто-Каспийского региона). Поскольку корреляция отложений центральной и северо-западной частей Русской равнины с этими горизонтами затруднительна, мы не будем касаться материалов, относящихся к названным территориям.

На востоке Русской равнины и в Понто-Каспийском регионе мы, очевидно, не можем найти типичные ледниковые отложения (предполагать столь значительные размеры этих ледниковых покровов нет оснований), поэтому о их наличии или отсутствии мы можем судить лишь по косвенным признакам — по признакам перигляциальной обстановки и сильного похолодания. В.Л. Яхимович (Яхимович и др., 1974), подводя итоги результатов палеоботанических исследований в Предуралье и на Южном Урале, указывает, что появление тундровой растительности и растительности перигляциального облика на Южном Урале и в его предгорьях отмечается не только в нижнем акчагыле, но и в отложениях, коррелируемых с верхним акчагылом, нижним, средним и верхним апшероном. Сводка геологических, палеоботанических и палеозоологических материалов для Поволжья (Среднего и Нижнего) и северных предгорий Кавказа, составленная А.В. Кожевниковым, показывает наличие признаков не менее двух фаз сильного похолодания (по своим масштабам сопоставимых с фазами похолоданий, соответствующими ледниковым эпохам среднего плейстоцена) в среднем и верхнем акчагыле и по крайней мере двух аналогичных фаз — в апшероне (Кожевников, 1966).



Рис. 5. Элементы палеогеографии Европы в эпоху молодого дриаса и в претегелене
 Молодой дриас: 1 – ледниковые покровы в Англии, Скандинавии и на Кольском полуострове; 2 – береговая линия на северо-западе континента; 3 – северо-западная граница лесной области в Восточной Европе. Претегелен: 4 – вероятное положение северо-западной границы лесной области в Восточной Европе; 5 – вероятная граница максимальной стадии Скандинавского ледникового покрова (щита?)

Описание всех фактических материалов, на которых основываются эти выводы, в краткой статье невозможно. Здесь мы остановимся лишь на результатах спорово-пыльцевого анализа мощной толщи морских осадков, вскрытых скважинами опорного бурения у станицы Александрийской около Кизляра. По составу фауны морских моллюсков в этой толще выделяются отложения хазарского, бакинского, апшеронского и акчагыльского ярусов, подстилаемых континентальными осадками (подакчагыльская толща). Спорово-пыльцевая диаграмма, полученная по керну из скважин 1 и 4 И.В. Масловой (Маслова, 1960), неоднократно приводилась в литературе. К сожалению, и сама И.В. Маслова и авторы, ссылающиеся на ее работу, не дали обстоятельной интерпретации той большой палеоботанической информации, которую содержит эта диаграмма. Благодаря любезности И.В. Масловой мы имели возможность по первичным материалам построить более подробную (по сравнению с опубликованной) диаграмму, часть которой, характеризующая изменения состава пыльцы древесных пород, приведена на рис. 7 (см. вкладку).

Эколого-фитоценотический анализ данных, приведенных на диаграмме, и соотношение содержания пыльцы макротермных и микротермных

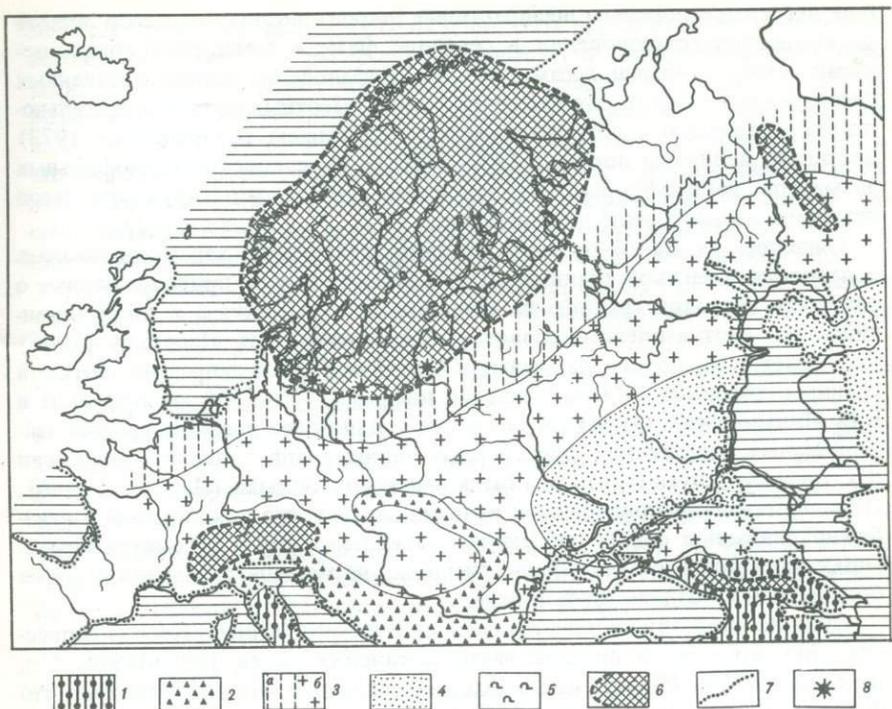


Рис. 6. Карта растительности Европы в претегелене (Frenzel, 1967)

1 — леса из ели, пихты и бука, а также смешанные леса колхидского типа; 2 — леса из сосны, ели и пихты; 3 — перигляциальная растительность: а — субарктические безлесные ландшафты; б — парковая тундра (лесотундра) и лесостепь; 4 — степи и пустыни; 5 — галлейные леса; 6 — ледниковые покровы; 7 — береговая линия континента; 8 — места находок ледниковых образований, вероятно относящихся к претегелену

элементов позволили разделить ее на ряд палинозон и фаз, отражающих похолодания (I–V) и потепления А–Е. Дать сколько-нибудь детальный анализ всей диаграммы в настоящей статье не представляется возможным. Коротко остановимся лишь на тех палеогеографических выводах, которые могут быть сделаны на основе информации, содержащейся в отрезке диаграммы, отмеченной как фаза очень хорошо выраженного похолодания (IV), соответствующей средней части апшеронской толщи (на глубине 820–920 м).

В этом интервале происходит сильное увеличение содержания пыльцы древесных пород и спор, что указывает на то, что в это время произошло сильное опускание лесного пояса и лесная растительность заняла предгорья в бассейне Терека. Последовательное уменьшение содержания пыльцы граба, дуба и других широколиственных пород, а затем и их выпадение из состава пыльцевых спектров и соответствующее возрастание содержания пыльцы ели указывают на то, что здесь последовательно

шла деградация нижнего лесного пояса широколиственных лесов вплоть до его полного исчезновения в середине фазы и замещения среднегорными темнохвойными лесами. Полное исчезновение широколиственных лесов указывает на то, что снижение границ высотных поясов растительности по сравнению с современным их положением (Станюкович, 1973) достигало величины порядка 1500—2000 м. Исчезновение термофильных элементов дендрофлоры дает основание считать, что структура лесов изменилась в результате похолодания.

Очевидно, в какой-то мере сходной величиной характеризовалась и депрессия снеговой границы. Для сравнения можно привести данные о снижении снеговой границы на северном склоне Кавказа в эпоху безгляциального (позднеплейстоценового) оледенения. Д.В. Церетели (1966) указывает, что, по его расчетам, в бассейне Терека депрессия снеговой границы достигала 1100 м. Сходные цифры (1100—1200 м) приводит и Е.Е. Милановский (1966). К сожалению, для более древних, среднеплейстоценовых, оледенений достоверных определений величины депрессии нет, но можно думать, что она была ненамного больше (Церетели, 1966). Из сопоставлений приведенных величин следует, что похолодание и неизбежно связанное с ним оледенение кавказских гор в рассматриваемую эпоху апшеронского века были, очевидно, не меньше, а, возможно, даже больше, чем в позднем плейстоцене.

Судя по сходству состава пыльцевых спектров, климатическая депрессия, фиксируемая в средней части бакинских слоев (палинозона Vc, на глубине 350—450 м), имела сходную величину. Из этого следует, что фиксируемые на диаграмме изменения климатических условий в сторону похолодания в предгорьях Кавказа в ачкагыле и апшероне были сходны по своим параметрам с тем похолоданием в бакинское время, с которым обычно связывают окское оледенение Русской равнины.

Рассмотренные материалы позволяют сделать вывод о том, что палеогеографическая обстановка на Русской равнине в добакинское и в послебакинское время не имела принципиальных различий. Говорить о полной идентичности, конечно, нет оснований. На это указывают хотя бы различия в характере субаэральных формаций (красно-буроцветная и лёссовая формация), накапливавшихся в эти эпохи в Причерноморье и на Украине. Но эти различия отражают явления второго порядка, не сравнимые с теми различиями природной среды, которые фиксируются на переходе от киммерия к куяльнику (ачкагылу).

Резюмируя изложенное, мы можем следующим образом сформулировать основной вывод. Хотя сумма фактических материалов о древнейшем позднекайнозойском материковом оледенении Европы во много раз меньше объема информации, которой мы располагаем в отношении средне- и позднеплейстоценовых оледенений, эти материалы дают однозначный ответ на вопрос о его характере и стратиграфическом положении. То обстоятельство, что при этом приходится оперировать в основном косвенными признаками существования оледенения, как уже отмечалось, положения не меняет. Оледенение в эпоху, соответствующую претегелену северной Европы, нижнему каллабрию Ломбардии, нижнему куяльнику

Кавказа, среднему ачкагылу Прикаспия (его верхней части?), является, несомненно, первым распространявшимся за пределы высокогорий Европы, т.е. настоящим материковым оледенением. Имеются данные, позволяющие сопоставлять его по времени с границей между палеомагнитными эпохами Гаусса и Матуямы. Ряд фактов дает основание полагать, что по размерам это оледенение было сопоставимо с оледенениями в позднем плейстоцене. Во всяком случае палеогеографическая обстановка, существовавшая в Европе в его максимальную фазу (в частности, климатические условия), сравнима с условиями плейстоценовых ледниковых эпох.

Приведенные факты и выводы, очевидно, следует должным образом учитывать при решении вопроса о стратиграфическом положении границы между плиоценом и плейстоценом.

При стратиграфической оценке рубежа, на котором фиксируются описанные признаки древнейшего оледенения, необходимо учитывать и связанные с ним изменения состава морской фауны (моллюсков и фораминифер). Замещение фауны, содержащей термофильные элементы, фауной с северными видами установлено не только на Апеннинском полуострове, но и во всем юго-западном регионе Северного моря — в Англии, Бельгии и Нидерландах (Гричук и др., 1964). На этом же стратиграфическом уровне установлено изменение фауны моллюсков и в Исландии (Report of the subcommission. . . , 1972).

ЛИТЕРАТУРА

- Бараш М.С. Миграция климатических поясов Атлантического океана в верхнечетвертичное время. — Докл. АН СССР, 1974, т.216, № 5.
- Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап: (Поздний плиоцен — четвертичный период). Л.: Недра, 1974.
- Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины: Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964.
- Гричук В.П. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 77 (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 21). М., 1959.
- Гричук В.П. Проблема границы между четвертичной и третичной системами в свете палеоботанических данных. — Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1962, т. 20.
- Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата северного полушария в атлантический период голоцена. — В кн.: Голоцен. М.: Наука, 1969.
- Гричук В.П., Хей Р.В., Венцо С. Отчет подкомиссии INQUA по плиоцен-плейстоценовой границе (Русский текст). — В кн.: Научные итоги VI конгресса Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода (INQUA). М.: Наука, 1964.
- Кеппен В. Основы климатологии (Климаты земного шара): Пер. с нем. М.: Учпедгиз, 1938.
- Кожевников А.В. Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа. — В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ, 1966
- Маслова И.В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины (район г. Кизляра). — Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та природн. газов, 1960, вып. 10.
- Меннер В.В. Четвертичная система. — В кн.: Граница между антропогеном и неогеном. Минск: Наука и техника, 1977.
- Милановский Е.Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Кавказа. — В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ, 1966.

- Мировой агроклиматический справочник. М.; Л.: Гидрометиздат, 1937.
- Нейштадт М.И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Нейштадт М.И., Хотинский Н.А., Девирц А.Л., Маркова Н.Г.* Имнатское болото (Грузинская ССР). – В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965.
- Сочава В.Б.* Вопросы флорогенеза и филоценогенеза маньчжурского смешанного леса. – В кн.: Матер. по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946, вып. 2.
- Станюкович К.В.* Растительность гор СССР: Ботан.-геогр. очерк. Душанбе: Дониш, 1973.
- Стратиграфия неогена востока европейской части СССР: Матер. совещания. М.: Недра, 1971.
- Физико-географический атлас мира. М., 1964.
- Церетели Д.В.* Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мешниереба, 1966.
- Шатилова И.И.* Спорово-пыльцевые комплексы верхнеплиоценовых отложений Грузии. – Труды Ин-та палеобиол. АН ГССР, 1963, т. 8.
- Шатилова И.И.* Изменение флоры западной Грузии в позднем плиоцене по данным спорово-пыльцевого анализа. – Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2.
- Яхимович В.Л., Пшеничнюк В.С., Сулейманова Ф.И.* Предуралье. – В кн.: Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974, т. 3.
- Averdieck F., Döbbling H.* Das Spätglacial am Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen, 1959. H. 4.
- Emiliani C.* Pleistocene temperature variations in the Mediterranean. – Quaternaria, 1955, vol. 2.
- Emiliani C., Mayeda T., Selli R.* Paleotemperature analysis of the Plio-Pleistocene section of La Castella, Calabria, Southern Italy. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 5.
- Firbas F.* Vegetationsentwicklung und Klimawandeln in der mitteleuropäischen Spät- und Nacheiszeit. – Naturwissenschaften, 1939, Jg. 27.
- Firbas F.* Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Jena, 1949, Bd. 1.
- Frenzel B.* Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig, 1967.
- Brenzel B.* Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. Wiesbaden, 1968.
- Godwin H.* The history of British flora. Cambridge, 1956.
- International Geological Congress. Report of the 18th Session, Great Britain, 1948, Pt. 9. – In: Proc. of Section H. The Pliocene-Pleistocene boundary. L., 1950.
- Iversen J.* Viscum, Hedera und Ilex as climate indicators. – Geol. fören. Stockholm förhandl., 1944, Bd. 66, H. 3.
- Iversen J.* The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. – In: Studies in vegetation history in honour of Knud Iversen. København, 1954, (Denmarks und ersøelse; Raekke 2, N 80).
- Koperowa W.* Późny glacial z północnego podnoża Tatr w świetle analizu pyłkowej. – Monogr. bot., 1958, t. 7.
- Krippel E.* Prispèvek k problemu floristickej hranice Tercier–Kvarter. – Geol. pr., 1962, zas. 63.
- Lona F.* Contributi alla Storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. – Atti Soc. Ital. Sci. Natur., Milano, 1950, vol. 89.
- Lona F., Bertoldi R.* La storia del plio-pleistocene italiano in alcune sequenze vegetazionali lacustri e marine. Roma, 1973. (Atti Accad. naz. Lincei. Mem. Cl. sci. fis., mat. e natur., Sez. 3, Ser. 8, vol. 11, fasc. 1).
- Lona F., Follieri M.* Successione pollinica della serie superiore (Günz-Mindel) di Lefte (Bergamo). – Veröff. Geobot. Inst. Rübel in Zürich, 1957, H. 34.
- Ozstaz T.* Historia klimatu i flory ziemi Dobrzynskiej w późnym glacialu i w holocenie. – Biul. Inst. geol., 1957, t. 8, N 118.
- Report of the subcommission on the lower boundary of the Pleistocene. Grickuk W.P., Hey R.W., Selle R., Wenzon S. – Jh: Etudes sur le Quaternaire dans le Monde. Paris, 1972, vol. 2.

- Selli R.* La limite plio-pleistocène dans les environs d'Ancona (Marche). – In: Congr. géol. intern. C.R. de la XIX sess. Alger, 1954, fasc. 15.
- Szafer W.* Flora pliocénska z Krościenka n/Dunajcem. – In: Polska Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. III, Ser. 3, dzial B. Krakow, 1946, t. 32, N 1.
- Szafer W.* Zarys ogólnej geografii roślin. W-wa, 1952.
- Szafer W.* Pliocénska flora okolic Czorsztynu i jej stosunek do plejstocenu. W-wa, 1954. (Pr. Inst. geol.; T. 11).
- Szafer W., Oszast J.* The decline of Tertiary plants before the VIth Intern. Congr. on Quaternary, Warszawa, 1961. Łódź, 1964. t. 2.
- West R.G.* Vegetational history of the Early Pleistocene of the Royal Society Borehole at Ludham, Norfolk. – Proc. Roy. Soc. B, 1962, vol. 155, N 960.
- West R.G.* Problem of the British Quaternary. – Proc. Geol. Assoc., 1963, vol. 74, pt. 2.
- Zagwijn W.H.* Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. Maastricht, 1960. (Meded. Geol. Stichting; Ser. C–III, vol. 1, N 5).
- Zagwijn W.J.* Pleistocene Stratigraphy of the Netherlands, based on changes in vegetation and climate. – Verh. Kon. ned. geol.-mijnbouwkundig genootschap., 1963. (Geol. ser.; Deel. 21–2).

УДК 551.893:334 (471.3)

М.А. ФАУСТОВА

ОСОБЕННОСТИ ГЛЯЦИОДИНАМИКИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОКСКО-ДОНСКОЙ РАВНИНЫ И ФАЦИАЛЬНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ МОРЕНЫ

При изучении рельефообразующей деятельности древних материковых оледенений немаловажное значение имеет выявление особенностей строения ледниковых отложений. Проблемы, связанные с определением центров питания и площадей распространения плейстоценовых оледенений, а также последовательности ледниковых событий, не могут быть удачно решены без приведения данных о гляциодинамике, позволяющих установить структурный план древних ледниковых покровов, степень активности льдов отдельных потоков и условия отложения транспортируемого материала.

Ледниковые отложения территории, покрывавшейся донской ледниковой лопастью, удобны для исследования, поскольку распространены на значительной площади и часто выходят в обнажения¹.

Характерная особенность морены описываемой территории заключается в ее многослойности, которая в литературе называлась ярусностью. На это свойство морены указывали В.И. Крокос (1937, а,б), А.А. Дубянский (1939), А.С. Рябченков (1956), М.Н. Грищенко (1961, 1976), А.А. Асеев (1974). М.Н. Грищенко удалось впервые составить схематическую карту мощности и площади распространения двух различных по цвету слоев морены южной части донской лопасти и сделать выводы о неко-

¹ Лопастями в палеогеографической литературе принято называть морфологические окончания ледниковых потоков (см.: Последний ледниковый покров на Северо-Западе европейской части СССР, 1969; Структура и динамика последнего европейского покрова Европы, 1977).

тором различии областей сноса материала. К сожалению, эти данные не могут быть использованы для выводов гляциодинамического характера, поскольку послыжное описание морены и определение ориентировки гальки были сделаны всего в нескольких разрезах.

В задачу наших исследований входило комплексное изучение (с прослеживанием в разрезах) литологических свойств морены — условий ее залегания, текстурных особенностей, ориентировки обломочного материала для выявления фациальной принадлежности морены и определения направления движения льдов. На первом этапе работы изучались разрезы, расположенные в северной части Окско-Донской равнины, в бассейне Оки (Троица, Фатьяновка, Елатьма), в нижнем течении Мокши и в бассейне Цны на участке от Моршанска до ее впадения в Мокшу.

В западной и юго-западной частях района ледниковые отложения перекрыты довольно мощным чехлом покровных отложений, включающих горизонты лёссовидного суглинка и погребенных почв (мощность покровной серии на водоразделах в районе разрезов Троица и Фатьяновка составляет от 2 до 3 м, в окрестностях Моршанска — от 3 до 5 м).

В восточной и северо-восточной частях района морена или покрывающие ее водно-ледниковые отложения непосредственно выходят на дневную поверхность или залегают под маломощными (1–1,5 м) покровными осадками, часто нерасчлененными.

В области поднятий Окско-Цнинского вала, секущих долину Цны в центре рассматриваемого района, коренные породы близко поднимаются к поверхности и перекрыты маломощными ледниковыми осадками или элювием морены. Мощность покровных осадков здесь колеблется в пределах 1 м.

В северной части Окско-Донской равнины хорошо выражена многослойность донской морены. В наиболее полных разрезах сверху вниз выходят красно-бурая морена, сменяющаяся ниже серией слоев желто-бурой (с различными оттенками окраски — от палево-желтого до красновато-коричневого, зеленовато-коричневого и серого), и темная, почти черная морена.

Послыжное изучение морены позволяет выделить в ней несколько горизонтов и сделать некоторые заключения об условиях ее отложения.

Рис. 2. Диаграммы ориентировки обломков

а — основная морена, первый горизонт, разрез Елатьма; *б* — то же, разрез 17/75, нижнее течение Мокши; *в* — то же, разрез 15/75, нижнее течение Мокши; *г* — абляционная морена, без ориентировки обломков, первый горизонт, разрез у с. Темешево; *д* — то же, разрез у с. Темешево; *е* — то же, разрез у д. Ново-Чернево; *ж* — абляционная морена с частично сохранившейся ориентировкой обломков, первый горизонт, разрез у Михайлова; *з* — абляционная морена, выполняющая углубления подстилающего рельефа, первый горизонт, разрез у с. Елатьма; *и* — то же, разрез у с. Троица; *к* — нижнее течение Мокши, абляционно-солифлюкционная морена на склонах, первый горизонт, разрез у д. Пеньки; *л* — нижнее течение Мокши, абляционно-солифлюкционная морена на склонах, разрез у д. Азеево, 1 — < 2%; 2 — от 2 до 4%; 3 — от 4 до 6%; 4 — от 6 до 8%; 5 — от 8 до 10%; 7 — основное направление ориентировки; 8 — направление падения склона

Первый горизонт включает верхнюю часть ледниковой толщи, представленную красно-бурой, буровато-красной, реже вишнево-красной мореной. Состав ее меняется от валунной супеси до тяжелого суглинки, а местами поти глины. Морена фациально неоднородна. В обнажениях в северо-восточной части района (большая часть разрезов на правобережье Мокши и разрез Елатьма) в ней хорошо выражена плитчатая текстура, свидетельствующая о ее принадлежности к фации основных морен, отложенных в условиях послойно-дифференцированного пластического течения льда (Шанцер, 1966; Лаврушин, 1976; Harrison, 1957). Толщина плиток составляет от 0,5 до 3 см. В разрезе Елатьма внутри плиток отмечается еще более тонкая сланцеватость (с толщиной слоев до 1 мм).

Характерно небольшое содержание в морене обломочного материала, в основном мелких размерностей — гравия и мелкой гальки. У нижнего контакта морена часто имеет большую плотность и более глинистый состав и отличается монолитным сложением. Нижняя граница морены четкая, горизонтальная. В морене встречаются тонкие прослойки очень плотной, сцементированной супеси или вытянутые в одну линию мелкие обломки известняка, раздробленные до состояния известковой муки.

В разрезе Елатьма эта морена местами локального характера. Здесь она ассимилирует материал лежащих ниже темно-серых ледниковых отложений, поднимающихся к ее подошве в виде диапиров, и приобретает в этих местах буровато-серый оттенок (рис. 1, см. вкладку). Она залегает резко несогласно по отношению к подстилающим отложениям. Ею срезаны головы диапировых складок и верхняя часть небольшого отторженца, состоящего из светло-серого и серого песка, уплотненного до песчаника (см. рис. 1, А). Слои в диапировых складках и отторженце подкручены и повернуты вдоль плоскости среза (см. рис. 1, Б). В описываемой морене отмечается высокая степень ориентированности обломков. Диаграммы ориентировки представлены на рис. 2. Главный максимум ориентировки хорошо выражен, и даже при наличии второстепенных максимумов его плотность составляет не менее 6,5—8, она сочетается с небольшими углами падения длинной оси обломков (от 0 до 20, реже 25°). При определении главного и второстепенного максимумов на диаграммах принимались во внимание ареалы с такими значениями плотности, вероятность случайного появления которых составляет не более 0,01. Главным считался максимум, обладающий наибольшими для всей диаграммы значениями плотности (Фаустова, 1972; Фаустова, Маккавеев, 1978). Диаграммы ориентировки для разреза Елатьма приведены на рис. 2, а, а для разрезов в нижнем течении Мокши — на рис. 2, б, в.

Текстурные особенности морены (небольшая толщина плиток и появление сланцеватости) свидетельствуют об ее отложении при интенсивном течении льда, обладающего наиболее высокими скоростями (Лаврушин, 1976). Об этом же свидетельствует динамический характер ее нижнего контакта. Появление второстепенного максимума связано, возможно, с существовавшим препятствием на пути двигавшихся с севера и северо-востока льдов (рис. 3).

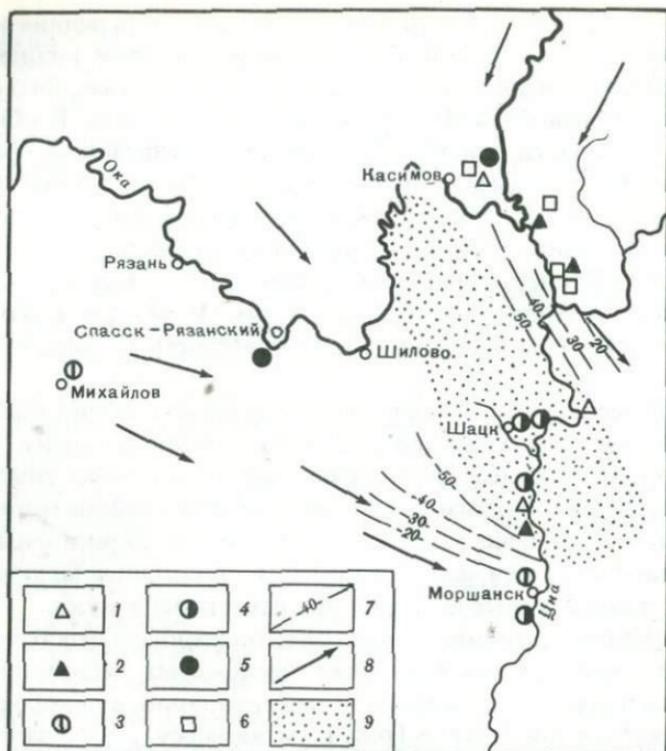


Рис. 3. Направление движения льдов во время формирования красно-бурой морены

1 — разрезы с основной мореной (с диаграммами нормального типа); 2 — то же, с основной мореной (преобладает наклон обломков по движению льда); 3 — то же, с абляционной мореной, в которой ориентировка обломков частично сохраняется; 4 — то же, с абляционной мореной, в которой ориентировка обломков полностью отсутствует; 5 — то же, с абляционно-солифлюкционной мореной, выполняющей углубления подстилающего рельефа; 6 — то же, с мореной, испытавшей солифлюкционное переотложение по склону; 7 — изогипсы, соответствующие величине главного максимума ориентировки; 8 — направление движения льдов; 9 — зона Окско-Цыньских поднятий

Изучение текстурных особенностей верхней красно-бурой морены в долинах Оки и Цны показало, что в западной и юго-западной частях района она только в одном разрезе представлена как основная морена (с. Ново-Томниково). Здесь она отличается более однородным сложением, отсутствием какой-либо заметной отдельности, больше опесчанена (грубая супесь). Обломки хорошо ориентированы в юго-восточном направлении (плотность главного максимума равна 10). В ряде разрезов (Михайлов, Троица, разрезы по долине р. Цны севернее г. Моршанска) красно-бурую морену следует отнести к генетическому типу абляционных морен, внутри которого оказалось возможным выделить несколько фаций.

Общий принцип формирования абляционных морен как морен поверхностного вытаивания был предложен Р. Флинтотом (Флинт, 1963) и вошел в отечественную и зарубежную литературу (Рухина, 1973). Последние исследования в областях современного оледенения показали, что условия посту-

ления моренного материала на поверхность, его вытаявания и последующей аккумуляции различны, что, по-видимому, обуславливает разнообразие свойств абляционных морен (Boulton, 1970, 1972; Jewtuchowicz, 1972, 1973; Kozarskii, Szupryczynski, 1973; Kozarski, 1975).

В перечисленных разрезах красно-бурая морена, которую мы считаем возможным отнести к абляционной, представлена опесчаненным суглинком или грубой, несортированной супесью, с мелкокомковатой, реже — мелкооскольчатой отдельностью или без видимой отдельности. В пределах вертикального профиля и по горизонтали заметна неодинаковая насыщенность морены частицами гравия и грубого песка. При сравнении с основной мореной в ней заметно увеличение содержания этих частиц.

В составе обломочного материала эрратический, дальнепринесенный материал (галька кристаллических пород) содержится в больших количествах. Углы падения обломков не превышают $20-25^\circ$, а в некоторых случаях преобладают углы падения в интервале $0-15^\circ$, что объясняется тенденцией гальки сохранять горизонтальное положение в процессе супрагляциального вытаявания и постепенного опускания. Ориентировки частиц в направлении движения льда, как правило, не наблюдается: обломки ориентированы по всем странам света (круговая ориентировка). На диаграммах имеется несколько максимумов примерно равной плотности в пределах 4–7 (см. рис. 2, г, д, е). При благоприятных условиях ориентировка может частично сохраниться (разрез у г. Михайлова). Тогда на диаграммах выделяется главный максимум, несмотря на общую слабую степень ориентированности обломков (см. рис. 2, ж). Такие условия возникают, если морена образуется из комбинации поверхностного и внутриледникового материала, ориентировка которого сохраняется в процессе вытаявания. Однако, строго говоря, такую морену уже нельзя считать типичной абляционной, поскольку она состоит из материала, образовавшегося не только на регрессивной фазе оледенения, но включает материал трансгрессивной фазы и обладает, таким образом, признаками, унаследованными от ледникового транспорта.

Красно-бурая абляционная морена грубого состава, в которой ориентировка обломков, имеющих тенденцию располагаться горизонтально, отсутствует, приурочена к разрезам в пределах поднятий Окско-Цнинского вала и его крыльев. Местами она представлена валунником, вмещающим материал для которого служит грубая супесь.

При изучении разрезов с красно-бурой мореной в группе фаций абляционной морены нами выделена также абляционно-солифлюкционная морена, в строении которой имеются признаки солифлюкционного перетолжения материала. Она заполняет углубления в поверхности подстилающих осадков или залегает на склонах. Характерная особенность первой состоит в сильной изменчивости плотности и состава на коротких расстояниях в вертикальном и горизонтальном направлениях (от несортированной грубой супеси или суглинка до пластичной, сильно глинистой супеси или суглинка, обедненных обломочным материалом). Такая морена содержит линзовидные включения тонко- и мелкозернистого песка, а на отдельных небольших участках наблюдается неясная слоистость. Ориентировки

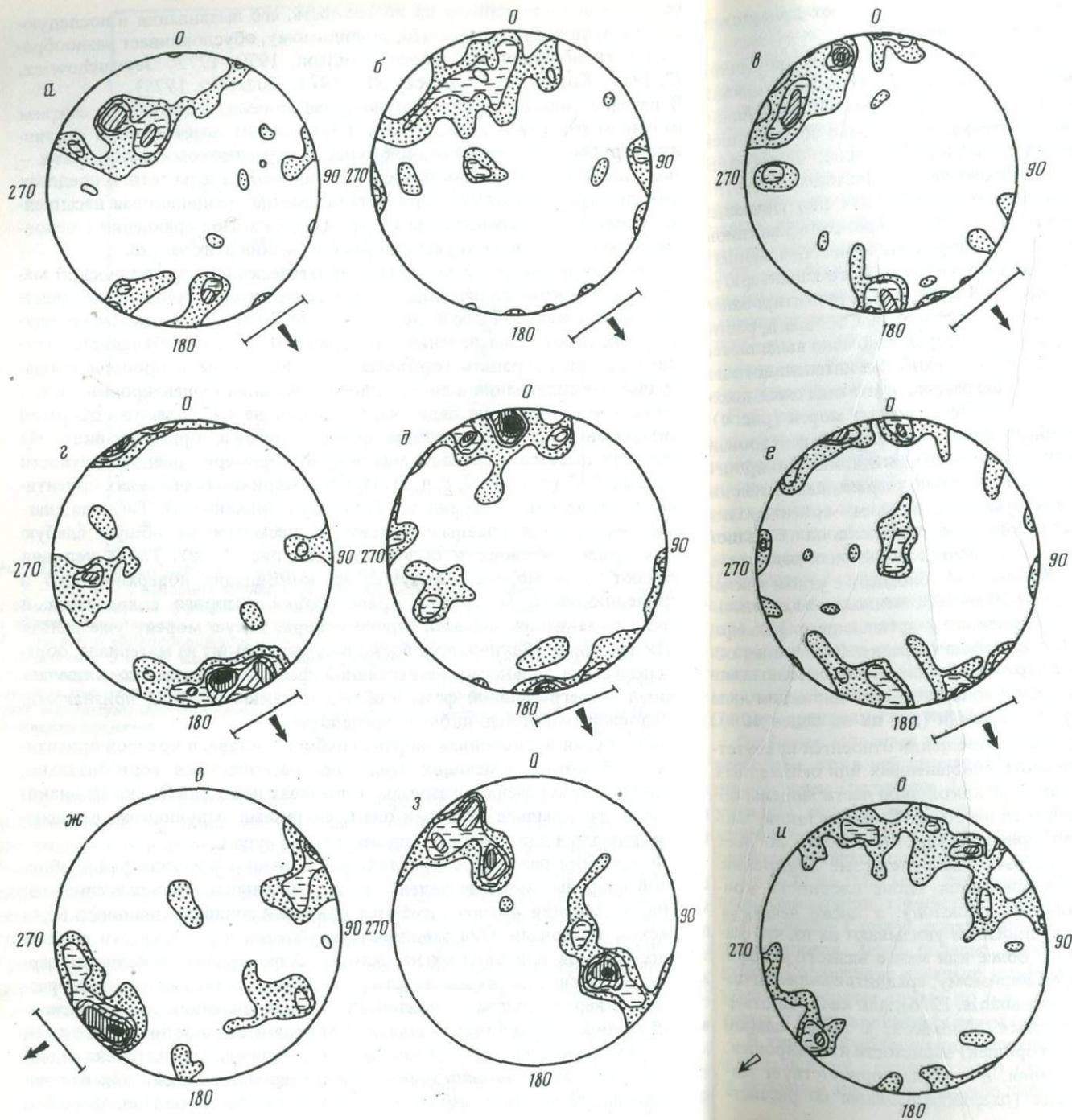


Рис. 4. Диаграммы ориентировки обломков. Условные обозначения к диаграммам см. рис. 2

а — основная морена слоя пятого, палево-коричневая, второй горизонт, разрез Елатьма, первый овраг; *б* — основная морена слоя шестого, палево-желтая, второй горизонт, там же; *в* — основная морена слоя седьмого, коричневая, второй горизонт, там же; *г* — основная морена, второй горизонт, разрез Елатьма, второй овраг; *д* — основная морена вблизи гляциодиапировых структур, второй горизонт, там же; *е* — коричневый суглинок; разрез у д. Пеньки; *ж* — черная морена третьего горизонта, разрез Елатьма; *з* — черная морена, третий горизонт, внутри гляциодиапира, разрез Елатьма; *и* — морена, переотложенная солифлюкционными процессами, Полярный Урал

обломков нет. К особенностям диаграмм ориентировки относится наличие нескольких замкнутых ареалов, имеющих тенденцию смещаться от краев диаграммы к ее центру (см. рис. 2, з, и). Последнее связано с тем, что длинные оси обломков имеют большие углы наклона в интервале $40-90^\circ$. Количество обломков с углами наклона длинной оси $> 30^\circ$ составляет от 50 до 60%, при этом количество обломков с углами наклона $> 60^\circ$ составляет от 10 до 20%. Такая морена выполняет небольшие карманообразные углубления в подстилающих осадках в разрезе Троица. Она же встречается в разрезе Елатьма, где залегает в виде линз на неровной поверхности основной морены.

Толщина слоя морены сверху вниз уменьшается и у основания кармана часто сходит на нет (разрез Троица). Такой характер заполнения свидетельствует о том, что углубления заполнялись на месте в тот момент, когда материал морены находился в виде

жидкой или полужидкой фазы. Об этом свидетельствуют присутствие пластичной глины и большие углы наклона обломков.

Материал абляционной морены, испытавший перемещение на склоне, образует разновидность абляционно-солифлюкционной морены, находящуюся в конце выделенного ряда: 1) морена, состоящая из комбинации поверхностного и внутриледникового материала с частично сохранившейся ориентировкой обломков в направлении движения льда; 2) типичная абляционная морена без ориентировки обломков, образовавшаяся *in situ*; 3) абляционно-солифлюкционная морена в углублениях подстилающей поверхности, без ориентировки обломков; 4) абляционно-солифлюкционная морена с ориентировкой обломков по направлению преобладающего уклона на склонах. Отложения последней мореноподобного характера, не отличаются по цвету от основной морены, обломки в них ориентированы. При этом интервал азимутов, в котором ориентированы обломки, растянут до $45-70^\circ$ (см. рис. 2, к, л). Внутри этого интервала обычно выделяется главный максимум ориентировки, в плоскости наиболее интенсивного перемещения обломков, что делает иногда диаграммы этого типа очень похожими на диаграммы ориентировки обломков из основных морен (рис. 4).

Ранее нам удалось наблюдать подобную высокую степень ориентированности обломков в оплывающей по склону морене на ледниках Полярного Урала, имеющих крутые углы подледного ложа и подверженных интенсивному таянию (см. рис. 4, и). Отличительная особенность ориентировки обломков заключается в совпадении ее с направлением склона и большой наклон их длинной оси. Такая морена встречается на склонах водоразделов в северо-восточной части района. Количество обломков с углом наклона длинной оси $>30^\circ$ составляет в ней от 20 до 50%, меньше, чем в описанной ранее морене, заполняющей углубления подстилающего рельефа. Очень большие углы наклона ($>60^\circ$) встречаются редко. В целом же обломков с большими углами наклона содержится больше, чем в основных моренах, образовавшихся в условиях послойно-пластичного движения льда (где их не более 25%) и глыбового скольжения (где их не более 40%).

К особенностям текстуры описываемых отложений относится присутствие в них слоистости за счет чередования опесчаненных или оглиненных прослоев или за счет заметного обогащения какой-либо части морены обломочным материалом. Границы прослоев нечеткие. Окраска такой "морены" чаще всего неоднородная, материал не уплотнен. Почти во всех случаях материал сильно железнен, встречаются железистые конкреции. Наиболее интенсивное ожелезнение наблюдается вдоль плоскости контакта прослоев. Ориентировка обломков по склону, а также нечеткая слоистость с ожелезнением по контакту прослоев указывают на то, что материал перемещался в виде подвижного более или менее вязкого потока. В этом смысле такую морену можно, по-видимому, сравнить с мореной полупластичных потоков Боултона (см. Dreimanis, 1976), для которой отмечается образование местной ориентировки обломков, а также слабой (в очень подвижных, жидких потоках — хорошей) слоистости и сортировки.

Отложения овражно-балочного делювия, в которых присутствует материал морены в переотложенном виде (охарактеризованы по расчист-

кам у с. Троица), отличаются от описанной абляционно-солифлюкционной морены очень четкой слоистостью. Чередуются прослой суглинка, тонко-слоистой супеси с линзовидными включениями разнозернистого песка и гравия, а также прослой галечно-валунного материала. Обломки ориентированы в направлении склона, но менее направленно.

Перечисленные фациальные разновидности красно-бурой морены, как правило, малокарбонатны (содержание CO_2 составляет 0–0,7) по сравнению с лежащими ниже горизонтами. Резкое увеличение содержания CO_2 в мелкоземе морены отмечается в тех случаях, когда она обогащается материалом подстилающих пород (разрез Елатама). В гранулометрическом составе наблюдаются различия в основном по сумме тонких фракций $<0,05$ мм. Наиболее грубый состав имеют абляционная морена и делювиальные осадки (около 18%). Абляционно-солифлюкционная морена, выполняющая углубления в подстилающем рельефе, содержит фракций $<0,05$ мм — 44 до 52%, а абляционно-солифлюкционная морена, на склонах еще больше — от 49 до 66%. В мелкоземе основной морены их содержание падает до 33–44%.

Наблюдения в ориентированных шлифах подтверждают, что имеются различия в типах микростроения, которые в первую очередь касаются строения основной массы и характера распределения глинистого и обломочного материала, строения оптически ориентированных глин, сохранности обломков, их окатанности. Так, в основной морене однородного, монолитного сложения признаков какой-либо дифференциации обломочного материала не наблюдается (компактная или монолитная текстура). Преобладает мелкочешуйчатое строение оптически ориентированных глин, глинистые пленки вокруг зерен встречаются редко. Глинистая масса в целом обеднена диспергированным железом. Степень сортировки материала средняя. Зерна полевых шпатов относительно свежие, отмечается пелитизация только по краям зерен и трещинам. Идеально окатанных зерен размером $>0,3$ мм содержится от 8 до 12%, хорошо окатанных — 21–22%. Сильно трещиноватых и явно брекчированных зерен — 11–12%.

Основная морена с плитчато-сланцеватой текстурой отличается прежде всего тем, что в ней проявляется тенденция к однонаправленному размещению зерен (размером 0,1–0,25 мм), образующих на отдельных микроучастках шлифа изогнутые полосы (флюидальная текстура). Зерна крупного песка часто окаймляются более мелкими. Строение оптически ориентированных глин от микро- до грубочешуйчатого (размер чешуек \sim от 0,02 до 0,08 мм), последние преобладают. Отмечается высокая степень ориентации глинистого вещества. Ожелезнение глинистой массы очень слабое. Степень сортировки материала такая же, как и в описанной ранее морене. Зерна полевых шпатов свежие, чистые с поверхности и на краях. Содержание идеально и хорошо окатанных зерен несколько уменьшается в первом случае до 6,3, во втором — до 20%. Процент трещиноватых и брекчированных зерен такой же.

В типичной абляционной морене (не имеющей ориентировки обломков в направлении движения льда) отмечается свободное расположение зерен в основной массе, какой-либо дифференциации обломочного и глинистого

материала не наблюдается. Строение оптически ориентированных глин микрочешуйчатое и агрегатное. Глинистое вещество имеет более низкую степень ориентации, чем в других разновидностях морены. Для этой морены характерно неравномерное ожелезнение глинистого вещества и плохая сортировка материала (в шлифе и на его участках встречаются рядом зерна различных размерностей). Наблюдается большая, чем в других образцах, степень измененности минеральных зерен. Зерна полевых шпатов пелитизированы с поверхности, зерна глауконита имеют бурую окраску и часто разрушены и т.д. Содержание идеально окатанных зерен уменьшается по сравнению с основной мореной монолитного сложения до 6,1–7,9%, а хорошо окатанных остается таким же (20,4–23,9%). В тех же пределах, что и в основной морене, колеблется содержание трещиноватых и брекчированных зерен (12–15%).

Абляционно-солифлюкционная морена обстановки ближнего переотложения, выполняющая углубления подстилающего рельефа, резче отличается по своему микростроению от других. Для нее характерна прежде всего неравномерная оглиненность основной массы. Присутствуют участки, обогащенные глиной и скелетные. В разрезе Елатьма встречаются стяжения глинистого вещества овальной формы, отделенные трещинами от основной массы. Внутри стяжений заключен алевритовый и мелкий обломочный материал. Глинистое вещество стяжений имеет агрегатную поляризацию.

Преобладает грубочешуйчатое микростроение оптически ориентированных глин, но присутствует также натечное и пленочное. Натечки построены грубодисперсной глиной, участками уже неполяризующей, часто имеют округленные края и отделяются трещинами от основной массы. Внутри натечков наблюдаются включения алевритовых и мелких песчаных зерен.

Встречается однонаправленное (преимущественно наклонное) размещение обломков в пределах микроучастков шлифа. Границы между такими микроучастками и основной массой шлифа нечеткие. Глинистое вещество основной массы обеднено диспергированным железом, оно присутствует в пленках вокруг пор и зерен, а также в натечках. Сортировки материала практически нет. Зерна полевых шпатов пелитизированы с поверхности и краев. Зерна глауконита бурого цвета и растворены в средней части. Зерна биотита ожелезнены и хлоритизированы. Содержание окатанных зерен выше, чем в других образцах, от 10,3 — до 25% и от 23,6 до 29,0%, трещиноватых и брекчированных зерен такое же — от 8 до 15%. Микростроение морены свидетельствует о том, что во время ее отложения материал находился в текучем состоянии, глина передвигалась вместе с алевритовыми и мелкими песчаными частицами. Растворы железа во время отложения играли значительную роль, что не могло не сказаться на характере изменения минеральных зерен.

Интересно микростроение красно-бурой морены в разрезе Фатьяновка, где она выполняет стенки клиновидных мерзлотных трещин (рис. 5). Здесь агрегированность основной массы и преобразование натечных форм особенно резко выражены (рис. 6). По-видимому, в микростроении мо-

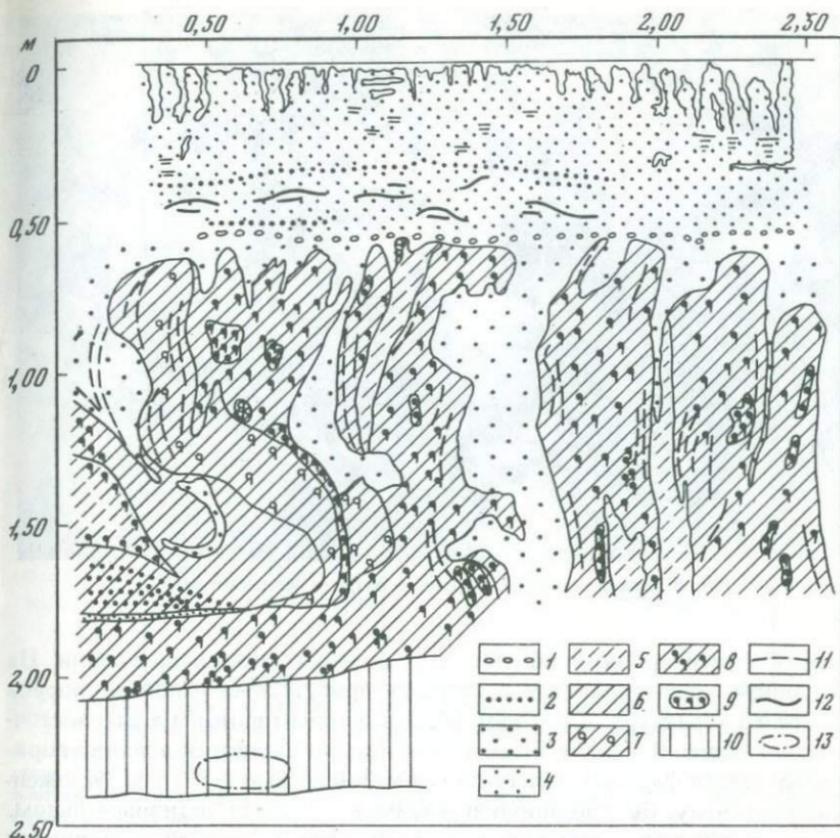


Рис. 5. Условия залегания ледниковых отложений первого горизонта в разрезе у с. Фатьяновка

1 - базальный слой, представленный гравийно-галечным материалом; 2 - песок разнозернистый и гравий; 3 - то же, мелкозернистый; 4 - то же, тонкозернистый; 5 - супесь буровато-красная с единичной галькой; 6 - суглинок красно-бурый с редкой галькой; 7 - то же, с пятнами оглеения сизоватых оттенков; 8 - то же, среднеоглеенный; 9 - то же, сильнооглеенный; 10 - то же, коричневый, пористый однородный; 11 - текстуры "течения"; 12 - марганцовистые прослои; 13 - пятна и прослои ожеженного материала. Отложения: 1-4 - водно-ледниковые, 5-9 - ледниковые, 10 - озерные

рены запечатлены следы теплых и влажных условий, сменившихся холодными, когда произошла коагуляция глины и образование агрегатов.

Таким образом, анализ особенностей строения верхнего горизонта ледниковых отложений в бассейне среднего течения Оки и Цны позволяет проследить распространение различных фаций красно-бурой морены.

Маломощная (0,5-0,8 м) абляционная морена, без ориентировки обломков, или ее элювий приурочены к области поднятий Окско-Цнинского вала. К северо-западу от них в разрезах встречается маломощная абляционно-солифлюкционная морена без ориентировки обломков, выполняющая неровности подстилающего рельефа, или абляционная морена, с

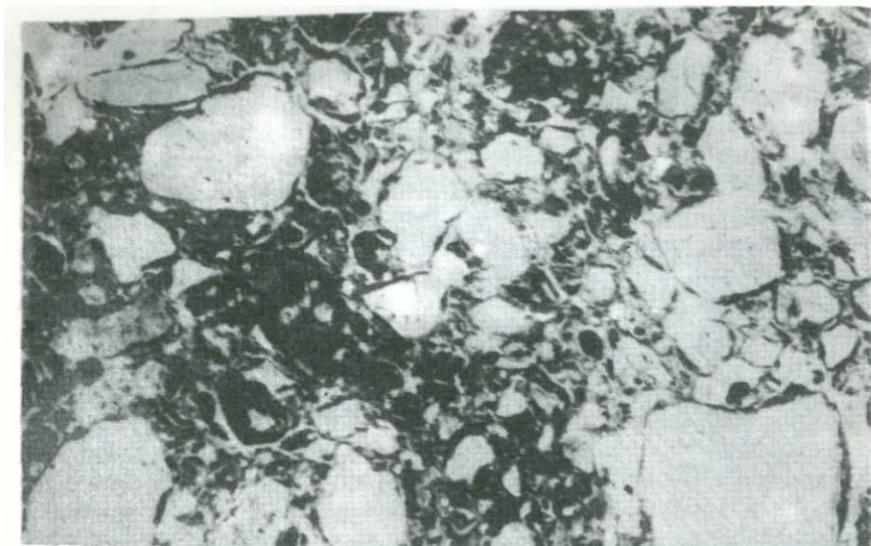


Рис. 6. Микроостровие морены в разрезе Фатьяновка

некоторой ориентировкой обломков в юго-восточном направлении. На юго-западном крыле поднятий в разрезах присутствует основная морена монолитного характера, в которой обломки ориентированы в юго-восточном направлении. К северу и северо-востоку от поднятий верхний горизонт представлен фацией основной морены мощностью 1,0–1,5 м, отложенной, по-видимому, быстро продвигающимся с севера активным льдом. Обломки в ней ориентированы в юго-западном направлении, а вблизи крыльев вала — вдоль них. Здесь местами развита абляционно-солифлюкционная морена мощностью до 1 м с ориентировкой обломков по направлению склона.

Второй горизонт в серии ледниковых отложений района представлен желто-бурой мореной, состоящей из слоев палево-желтого, палево-коричневого, желтовато-коричневого с красноватым оттенком и зеленовато-коричневого суглинка (рис. 7). В одних разрезах эти слои сменяют один другой в определенной последовательности, в других эта последовательность нарушается неоднократным повторением в разрезе того или иного слоя. Послойное изучение морены показало, что почти все слои — чешуи основной морены одного стратиграфического горизонта. Строение второго горизонта в северных и северо-восточных разрезах (Фатьяновка, Елатьма, разрезы в нижнем течении Мокши) сложнее, чем в южных. Так, в разрезе Елатьма в одном из оврагов второй горизонт представлен слоями палево-коричневого, палево-желтого и коричневого суглинка, мощность соответственно 1,0; 3,0 и 1,7 м (см. рис. 1, А, Б). В другом овраге этот горизонт состоит из палево-желтого и коричневого суглинков мощностью от 0,5 до 1,5 м. Суглинков в слоях однородного монолитного сложения. Границы между слоями резкие, четкие. Они хорошо заметны в

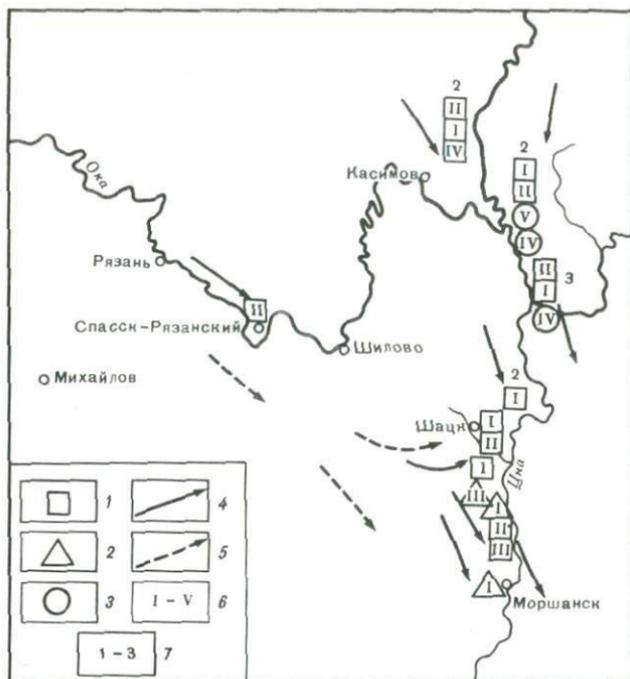


Рис. 7. Направление движения льдов во время формирования желто-бурой морены
 1 — основная морена; 2 — абляционная морена; 3 — морена акватического типа;
 4 — направление движения льдов, установленное; 5 — то же, предполагаемое; 6 —
 слои морены, в которых проводились измерения: I — желтая и палево-желтая, II —
 желтая или желто-бурая, иногда с красноватым оттенком, III — зеленсзато-корич-
 невая, IV — темно-коричневая, V — коричневая с серым оттенком; 7 — разрезы,
 в которых производились измерения ориентировки обломочного материала в слоях
 морены

разрезы, так как слои отличаются по окраске и составу или разделяются маломощными (10–12 см) межконтактными прослоями. Последние образованы черной глиной, серым или белым песком (из лежащих ниже пород мезозоя), затянутыми по плоскостям надвига. Кроме того, в межконтактных прослоях присутствует суглинок, сцементированный железисто-марганцовистыми растворами, а также брекчированная галька и гравий. Явления надвига сопровождаются прекрасно выраженным диапиризмом (см. рис. 1, А, Б). Гляциодиапиры высотой до 10 м построены лежащими ниже отложениями — мореной черного цвета и желто-бурыми и серыми алевролитами, переслаивающимися с тонкозернистым серым и желто-бурым песком. Частично в составе диапиров участвует и коричневый суглинок.

На местности замкам диапировых складок, где выходят к поверхности легко размываемые породы, соответствуют ложбинообразные понижения, по которым закладываются боковые отвершки оврагов. Вблизи диапиров у нижнего контакта слоев видны текстуры захвата. Внутри слоев морены наблюдаются линзовидные и прерывистые прослойки белого кварцевого песка, изогнутые параллельно слоям диапировых складок.

Морена второго горизонта содержит большое количество гальки известняка овальной и округлой форм. Галька кристаллических пород единична. Содержание гальки и валунного материала в слоях неодинаковое.

Степень ориентированности обломочного материала в морене второго горизонта в разрезе Елатьма высокая, плотность главного максимума от 6 до 12 (см. рис. 4). Во время формирования морены льды продвигались в южном и юго-восточном направлении. Оно хорошо выдерживается послойно.

Так, в овраге, расположенном у края леса, в слое палево-коричневой морены обломки ориентированы в интервале $130-160^\circ$, палево-желтой — $140-170^\circ$, коричневой — $130-170^\circ$ (см. рис. 4, а, б, в). При этом в двух нижних слоях основное направление ориентировки (главный максимум) составляет $160-170^\circ$, т.е. приближается к меридиональному. В другом овраге, расположенном ближе к селу, обломки ориентированы в слоях второго горизонта в интервалах $90-160^\circ$ (с несколькими максимумами) и $140-170^\circ$ (см. рис. 4, г). Измерения ориентировки обломков в одном и том же слое на некотором расстоянии (5 м и более) от диапировой структуры и вблизи нее (0,5–1,0 м) показали, что вблизи структуры направление ориентировки может быть несколько смещено. В нашем случае это смещение не превышало $10-20^\circ$ (см. рис. 4, д).

Характерная особенность морены второго горизонта — большее содержание в ней крутонаклоненных обломков по сравнению с основной морской обстановки пластического течения. Содержание обломков с углами наклона длинной оси $>30^\circ$ колеблется от 18–23 до 30% (только в одном случае составляет 51%) при очень незначительном содержании обломков с углами наклона длинной оси $>60^\circ$ (не более 5–9%). Увеличение угла наклона длинной оси обломков в пределах от 30 до 60° связано с тем, что слои морены образовались при движении льда по плоскостям внутренних сколов, выраженных теперь в разрезе в виде серии слоев-чешуй. Угол падения плоскостей надвига здесь превышает 20° . Появление дополнительного поперечного максимума на диаграммах ориентировки связано с появлением препятствия на пути движения льдов и условиями сжатия, как будет показано далее. Направление наклона длинной оси обломков в слоях второго горизонта в разрезе Елатьма во всех случаях, кроме одного, нормальное, т.е. навстречу движению льда.

В разрезах, расположенных на правом берегу Мокши, второй горизонт морены также состоит из слоев суглинка, имеющих окраску от коричневатой до зеленовато-коричневой и густо коричневой, иногда с красноватым оттенком. Последний слой доминирует в этих разрезах. Мощности слоев составляют в среднем от 1 до 2 м, а коричневого суглинка часто превышает 3 м. Особенность строения ледниковой толщи здесь заключается в неоднократном повторении в разрезе одного и того же слоя. Границы между слоями второго горизонта выражены несколько хуже, чем в разрезе Елатьма. Наблюдается иногда постепенное изменение окраски от слоя к слою. Однако отдельные слои и здесь выделяются в разрезе благодаря изменению не только окраски, но и плотности и состава суглинка, а также содержания в нем обломочного материала. На контак-

тах слоев встречаются линзовидные прослойки глины или белого кварцевого песка, иногда гравелистого (материал подстилающих коренных пород).

Отличительная особенность морены второго горизонта в разрезах на правобережье Мокши заключается в присутствии в некоторых слоях суглинка плитчато-призматической отдельности с толщиной плиток от 1,5 до 3 см. В разрезе у д. Азеево отдельности кливажированы. Плоскости надвига обнаруживают углы падения от 15 до 35°. Ориентировка обломков в такой морене нечеткая за счет последующих подвижек льда, вызвавших нарушение первичной сланцеватости. В некоторых разрезах наблюдается слоистость, связанная с появлением прослоев опесчаненного материала (иногда прослоев и линз песка) или более вязкого глинистого суглинка, а также полосок ожелезненного материала, что придает слою неоднородный характер. Последнее свидетельствует о некотором переотложении, вероятно солифлюкционном, материала морены.

Анализ ориентировки обломочного материала в разрезах на правом берегу Мокши (по 12 диаграммам) показывает, что основное направление ориентировки 160–190° хорошо выдерживается от слоя к слою, подтверждая принадлежность выделенных слоев-чешуй к одному стратиграфическому горизонту. В то же время послойное сравнение диаграмм показывает изменение степени ориентированности обломков от верхних (желтая или желтовато-коричневая морена) к нижним слоям (коричневый суглинок) со снижением плотности максимума ориентировки. В коричневом суглинке — от 7–9 до 4–5, местами ориентировки вообще нет. Количество обломков, имеющих большой угол наклона длинной оси в слоях, кроме коричневого суглинка, колеблется в тех же пределах, что и в разрезе Елатьма. Содержание обломков с углами наклона $>30^\circ$ составляет от 22 до 43%, а с углами наклона $>60^\circ$ — от 3 до 8%. Но в коричневом суглинке содержание крутонаклоненных обломков большее (см. рис. 4, е).

Коричневый суглинок, который занимает большее место в указанных разрезах, отличается рыхлым сложением, в нем особенно часто встречаются железистые конкреции и окатыши глин, что может свидетельствовать о переотложении материала в условиях водной среды. В тех местах, где можно было наблюдать переход этого слоя суглинка в лежащие ниже слои, он подстилается, как правило, озерной толщей с ленточной слоистостью, состоящей из переслаивания супеси тонкозернистой серовато-желтой, тонкозернистого песка и синевато-серой супеси.

Описанные свойства коричневого суглинка сближают его с нижним слоем коричневой морены в разрезе Елатьма, в котором хуже, чем в лежащих выше слоях, ориентирован обломочный материал и встречаются конкреции. Отсутствие ориентировки или слабая ориентировка обломков наряду с большим участием галек, имеющих положение, близкое к вертикальному, также свидетельствует о возможности отложения этого слоя морены в субаквальной обстановке (по-видимому, когда край ледника находился вблизи края приледникового бассейна), что делает похожей эту морену на акватическую или бассейновую морену, по данным других авторов. Для последней отмечается большое содержание окатышей

глины и алевроита, отсутствие ориентировки обломков в направлении движения льда и их преимущественное расположение под большими углами (Рухина, 1973; Руководство по изучению новейших отложений, 1976).

Второй горизонт морены в разрезах у дер. Фатьяновка на Оке часто имеет многослойное строение с неоднократным повторением в разрезе по крайней мере трех из них: палево-коричневого суглинка, более светлого коричневатого-желтого суглинка, более ожелезненного, чем предыдущий, и коричневатого-серого суглинка¹. Среди обломочного материала во всех слоях суглинка присутствуют карбонатные, а также основные и кислые кристаллические породы и окатанные обломки мергелистых глин. В морену включен отторженец плотного желтого песка мощностью около 1,5 м с включениями глинистого материала. Контакты слоев хорошо выражены благодаря присутствию присыпки или прослоев желтого тонкозернистого ожелезненного песка. Почти в каждом из слоев содержатся линзовидные, чешуйчатые включения суглинка соседних слоев. Условия залегания слоев, их непостоянная толщина и текстурные особенности морены свидетельствуют о том, что и в этом разрезе, как и в разрезах на правобережье Мокши в с. Елатьма, хорошо выражена фация чешуйчатых морен. Особенностью этого разреза является участие в составе чешуй второго горизонта морены — темно-серого или почти черного моренного суглинка, залегающего выше и ниже отторженца песка и, по-видимому, представляющего с ним одно целое.

Обломки в слое палево-коричневой морены имеют хорошую ориентировку (дополнительные максимумы отсутствуют) в юго-восточном направлении, которая совпадает с направлением штриховки на крупных валунах. Углы падения обломков составляют 10–35°. Содержание обломков с углами >30° такое же, как в Елатьме (27%), с углами >60° — всего 2%.

Строение второго горизонта морены в разрезах, расположенных в бассейне Цны (к югу от поднятий Окско-Цнинского вала), несколько иное. Здесь не обнаруживается такое четкое разделение на слои, так как контакты между ними почти не выражены. Наблюдается довольно постепенный переход от слоя к слою. При тщательном изучении возможно выделение слоев по различию в окраске, изменению состава и неодинаковости их обломочным материалом.

Толща второго горизонта здесь относительно маломощная (не более 2,5 м), в ее составе участвуют не более трех-четырёх слоев. Это желтовато-коричневый, коричневатого-желтый, желтовато-коричневый с красноватым оттенком и зеленовато-коричневый суглинок. Мощность слоев колеблется в пределах 0,5–1,0 м, редко превышая эту величину. Только в одном разрезе наблюдалось двукратное повторение одного слоя (коричневатого-желтого суглинка). Если в более северных разрезах (Фатьяновка, Елатьма, разрезы на Мокше) все слои, участвующие в строении второго горизонта, представляют собой чешую основной морены, за исключением ниж-

¹ В разрезе Троица присутствует только красно-бурая морена.

него коричневого суглинка, то здесь в верхней части второго горизонта встречаются и другие фациальные разновидности. Так, коричневатожелтый суглинок, образующий верхнюю часть этого горизонта в разрезе вблизи Моршанска, и желто-бурый суглинок в верхней части горизонта у с. Ново-Томниково, в первом случае это абляционная, во втором — абляционно-солифлюкционная морена.

Об этом свидетельствуют литологические особенности морены и характер ориентировки обломочного материала в ней. В первом случае это более грубый суглинок, сильно опесчаненный, с включениями материала серой супеси, неравномерно (пятнисто) ожелезненный. Обломочный материал не ориентирован (на диаграмме наблюдаются отдельные разбросанные ареалы с плотностью максимумов 6–6,5). Преобладают небольшие углы падения обломков в интервале от 15 до 20° (обломков с углами >30° содержится менее 30%, обломков с большими углами падения нет).

Во втором случае обломочный материал также неориентирован, но наклон гальки в этой морене больше в результате перемещения материала по склону. Содержание обломков с углами наклона длинной оси >30° составляет уже 44%, а с углами наклона >60° — 4%, т.е. колеблется в тех пределах, которые были установлены для этой разновидности морены при изучении первого горизонта.

Прочие слои, формирующие основную часть второго горизонта в разрезах долины Цны от Моршанска до с. Темешево, относятся к основной морене. В ней наблюдается хорошая степень ориентированности обломочного материала в юг-юго-восточном и южном направлениях (см. рис. 5)*. При этом в разрезах, расположенных непосредственно в области поднятий, максимум раздвоен в направлениях 160 и 190–210°, а в разрезах, расположенных южнее, наблюдается ориентировка в направлениях 180–200° (Ново-Чернево), 170–190° (Печины) и 165–170° (Ново-Томниково).

Таким образом, льды, двигавшиеся с севера, встречая некоторое препятствие огибали его с восточной стороны. Плотность максимума ориентировки в основной морене — 6,5–9, углы падения обломков преимущественно в интервале до 30° (>30° от 12 до 35% обломков, а >60° — до 10%). Следует заметить, что особенностью диаграмм ориентировки в моренах бассейна Цны является встречаемость обратного наклона гальки, который в районах последнего оледенения наблюдался нами в случае блокировки одного ледникового языка другим или на окончаниях ледниковых языков (Фаустова, 1972).

Литологически морена в слоях второго горизонта монолитна, у нижнего контакта некоторых слоев желтого суглинка встречаются линзовидные включения песка шириной 10 и длиной до 50 см, являющиеся, по-види-

*Несколько хуже ориентирован обломочный материал в морене нижней части второго горизонта в разрезах у с. Ново-Томниково и Печины (зеленовато-коричневый суглинок), где плотность максимума ориентировки снижена до 6 и он разбит на несколько ареалов. В этом слое состав обломков более разнообразен. Здесь, кроме известняка, сланца и кремня, встречаются единичные кристаллические породы и окатыши мергелистых глин.

тому, мелкими отторженцами. В разрезах у с. Темешево, в области поднятий Окско-Цнинского вала, наблюдался горизонт с обломками кремня в основании слоя и цементированного песка, а внутри слоя — прослойки супеси плотной, растащенной по направлению слоя.

Содержание CO_2 в мелкоземле основной морены второго горизонта в разрезе Фатьяновка низкое — до 0,7, в разрезах в долине Цны оно увеличивается до 2,5–3,2. Примерно в этих же пределах колеблется содержание CO_2 в разрезах на р. Мокше (0–4,3). Наибольшую карбонатность имеет морена второго горизонта в разрезе Елатьма (10,5–11,4), где она насыщена галькой карбонатных пород, часто растертой до состояния известковой муки.

Анализ гранулометрического состава морены показывает, что содержание тонких фракций (<0,05 мм) в ней обычно составляет от 33 до 42%, только в разрезе Елатьма оно уменьшается до 21–25%. Обращает на себя внимание тот факт, что содержание тонких фракций в основной морене второго горизонта довольно постоянное, например, в разрезе Фатьяновка оно колеблется от слоя к слою в пределах от 39,6 до 42,8 в разрезе у д. Азеево — от 33,5 до 42% и т.д. В абляционно-солифлюкционной разновидности морены содержание тонких фракций возрастает до 44%, а в коричневом суглинке оно составляет 33–36%.

Третий горизонт — самая нижняя часть всей ледниковой толщи в бассейне Оки и Цны представлен темной, черной мореной, которая была встречена здесь в немногих разрезах, что затруднило ее изучение.

Буровато-серая морена, вскрывающаяся ниже коричневой морены в разрезе Елатьма (овраг), ближе к с. Иванчино, по-видимому, относится еще к слоям второго горизонта. Более темный, серый оттенок она приобретает за счет включения материала лежащих ниже отложений (черной морены). Она не образует резкой границы с коричневым суглинком и отличается от последнего только сероватым оттенком, который появляется в нижней части этого слоя. Ориентировка обломков в ней такая же, как и в лежащем выше слое. То же самое можно сказать и об углах наклона обломков. Иначе выглядит черная морена в разрезе Елатьма, вскрывающаяся в ближнем к лесу овраге и образующая здесь серию крутонаклоненных чешуй. Она отличается от слоев второго горизонта мягкостью, рыхлостью сложения, отсутствием заметной отдельности и небольшим содержанием обломочного материала. Измерения ориентировки обломочного материала в черной морене (вне диапиров) показали, что она резко отличается от той, которая характерна для лежащих выше слоев второго горизонта. Обломки ориентированы на юго-запад в направлении $215-235^\circ$, плотность главного максимума ориентировки достигает 11 (см. рис. 4, ж). Количество обломков с углами наклона длиной оси $>30^\circ$ и $>60^\circ$ находится в тех же пределах, что и в основной морене второго горизонта (33 и 10%). Внутри диапиров все обломки ориентированы в направлении надвига на юго-восток и имеют очень большие углы наклона (62% обломков имеют наклон 30° и 12% — наклон $>60^\circ$) (см. рис. 4, з).

В разрезе у с. Фатьяновка серовато-черная морена входит в состав отторженца, о котором упоминалось ранее. Суглинок и песок в приконтакт-

ных частях сильно уплотнены. Ориентировка гальки в морене нечеткая, так как значительная часть гальки, по-видимому, была переориентирована в юго-восточном направлении, характерном для обломков из палево-коричневой морены второго горизонта. Эта же морена вскрыта ниже второго горизонта и отличается не только окраской, но и своими текстурными особенностями. Она более рыхлая и содержит очень мало обломков. Ее верхний и нижний контакты очень резкие. Ориентировка обломочного материала очень хорошая (плотность максимума — 19). Направление ориентировки около 180° . Углы падения обломков меньше, чем в слоях морены второго горизонта.

В разрезах Елатьма и Фатьяновка вскрывается, по-видимому, еще один горизонт морены, залегающий в основании ледниковой серии и деформированный при новом продвижении льдов с образованием гляциодиапиров или частично затащенный вдоль плоскостей скола наступавшего ледника.

По гранулометрическому составу эта морена более глинистая, чем основная морена второго горизонта (сумма тонких фракций в ней составляет по двум разрезам 45–54%), а содержание CO_2 в мелкоземе составляет 0,54–0,73, т.е. морена практически бескарбонатна.

Анализ имеющегося материала по литологии ледниковых отложений в разрезах бассейна Оки (в среднем течении) и Цны (в среднем и нижнем течении) позволяет сделать вывод о гляциодинамике в период отложения морен, а также поставить ряд вопросов, ответ на которые можно будет получить в результате последующих исследований на более широкой территории.

В результате изучения многослойной морены района, прежде всего, удалось выделить внутри ледниковой толщи несколько горизонтов, несомненно связанных с подвижками ледника. Именно в этом случае, как это принято в литературе, употреблялось понятие "горизонт" в отличие от понятия "слой". Это горизонт красно-бурой морены, горизонт желто-бурой морены, состоящий из серии слоев, горизонт темной, черной морены. Пока осталось неясным, можно ли считать самостоятельным горизонтом коричневую морену, залегающую в нижней части ледниковой серии разреза Елатьма и формирующую основную ее часть в разрезах на правом берегу Мокши, где она близко поднимается к поверхности, находясь под маломощными (3–4 м) водно-ледниковыми и ледниковыми осадками.

Между отложением каждого из горизонтов существовали перерывы, наиболее крупный из которых фиксируется после отложения темной, черной морены.

В изученных разрезах ледниковая толща залегает на озерных отложениях четвертичного возраста или непосредственно на коренных породах. В южной и западной частях района (бассейн Цны) ледниковая толща подстилается озерными отложениями неглубоких водоемов, чередующимися с водно-ледниковыми или аллювиальными. Севернее области поднятий в разрезе озерной толщи исчезают водно-ледниковые осадки. Здесь она построена целиком алевритами, залегающими на юрских глинах. Таким

образом, перед продвижением льдов в северо-восточной части района были распространены более глубокие водоемы подпрудного типа, а в западной части — водоемы проточного типа.

Во время формирования горизонта черной морены льды продвигались в район Оки и Цны с северо-востока и севера. Имеющиеся данные пока не позволяют сказать, разделялась ли в это время лопасть на отдельные языки¹.

Во время формирования горизонта желто-бурой морены направление движения льдов меняется западнее долины Цны, где оно становится юго-восточным и юг-юго-восточным, а восточнее нее — остается южным. Льды, двигавшиеся с севера, преодолевали зону поднятий Окско-Цнинского вала, несколько изгибаясь в восточном направлении.

В морене, отложенной перед препятствиями подледного рельефа, наблюдаются наибольший процент крутонаклоненных обломков и дополнительные максимумы на диаграммах ориентировки, что связано с наиболее «крутым» положением здесь плоскостей скола и условиями трения внутри толщи ледника.

Наиболее сложным строением с неоднократным повторением слоев, отторженцами и текстурами внедрения — гляциодиапирами характеризуется второй горизонт морены в разрезах на Оке. Известно, что чаще всего текстуры внедрения встречаются там, где наиболее выражены надвиговые текстуры внутренних сколов, которые развиваются в местах наиболее сильного воздействия ледника на ложе. Строение второго горизонта упрощается в разрезах на правом берегу Мокши и становится наиболее простым в долине Цны, южнее зоны поднятий. Таким образом, сила динамического воздействия льдов на ложе и их активность постепенно убывали в направлении с севера и северо-востока на юг и юго-запад.

Особое место в строении ледниковой серии занимает коричневый валунный суглинок, выходящий ниже слоев второго горизонта только в разрезах Елатьма и на правом берегу Мокши. Условия его отложения не позволяют относить его безоговорочно ко второму горизонту морены.

На основании наблюдений в поле и анализа диаграмм ориентировки обломков была выявлена неоднородность фациального состава горизонта красно-бурой морены. Она подтвердилась данными микроморфологического изучения ориентированных шлифов из морены. Выделяются два подрайона с разной гляциодинамической обстановкой. К западу от долины Цны и поднятий Окско-Цнинского вала красно-бурая морена в разрезах представлена чаще как абляциянная или абляциянно-солифлюкционная. В области поднятий также развита маломощная абляциянная морена. Таким образом, к западу от долины Цны лед был преимущественно пассивным и после распространения в область гляциодепрессии, приуроченной к Рязано-Костромскому прогибу, он быстро растаял.

¹ Измерения ориентировки обломков в моренах южнее Тамбова (разрезы на р. Ворона и у г. Новохоперск — черная морена) также свидетельствуют о движении льдов с северо-востока.

К северо-востоку и востоку от долины Цны и области поднятий верхний горизонт ледниковой серии представлен основной мореной обстановки пластического течения льда, характеризовавшегося, по-видимому, высокими скоростями движения. Не исключено, что подвижка льда, сформировавшая эту морену, могла не совпадать по времени с отложением морены к западу от долины Цны. В некоторых разрезах к северо-востоку и востоку от долины Цны присутствуют ледниковые отложения, испытавшие перемещение по склону. Абляционной морены нет. Все это свидетельствует о том, что лед, продвинувшийся с севера, был активным и отличался большими скоростями движения. Скорости нарастали в юго-западном направлении, судя по увеличению процента концентрации обломков в главном максимуме (Фаустова, Маккавеев, 1978).

Красно-бурая морена перекрывается в бассейне Цны маломощными (0,5–1,2 м) озерно-ледниковыми глинами, однородными, оскольчатой структуры, а в районе вала — с ленточной слоистостью. Севернее, в бассейне Оки и Мокши, морену перекрывают водно-ледниковые отложения или она выходит на дневную поверхность (правобережье Мокши). Водно-ледниковые отложения, перекрывающие морену в среднем течении Оки, возможно, связаны уже с новым продвижением среднеледниковых ледниковых покровов, так как их распространению предшествовал период, когда поверхность морены была разбита сетью вертикальных трещин. В морене присутствуют вертикальные блоки песчаного материала и супеси, заполнявшие, по-видимому, углубления в жидком состоянии, о чем свидетельствует структура песчаного материала и наличие оглеенных участков морены по краям песчаных блоков, а также расположение пятен и полос ожелезненного суглинка (см. рис. 6). Выше залегают средне- и верхнеледниковая лёссово-почвенная серия.

Продолженное в 1978—1979 гг. изучение морен в гляциодинамическом аспекте для бассейна р. Оки вблизи впадения в нее р. Москвы, т.е. севернее описанного района, позволило и здесь выделить морены, образованные льдами различного направления. Нижняя из них — темно-серая, темно-бурая с серым оттенком или черная — формировалась льдами юго-западного направления (разрезы в окрестностях г. Серебряные Пруды и ст. Алпатьево). По своим особенностям она близка нижнему горизонту Окско-Донской равнины. Залегающая стратиграфически выше, **коричневая**, буровато-коричневая морена, часто слоистая и ожелезненная была отложена льдами юго-восточного и южного направлений. Имеющиеся данные пока недостаточны для ее корреляции с ледниковыми отложениями в пределах Окско-Донской равнины. Красно-бурая морена окрестностей Москвы и бассейна р. Пахры, образованная льдами юго-восточного направления, по-видимому, далеко на юго-восток не распространялась, о чем свидетельствует уменьшение ее мощности и изменение состава от основной до абляционной в юго-восточном направлении. Граница ее распространения намечается по правобережью р. Пахры, примерно вдоль долины р. Северки до г. Коломны, что в общих чертах соответствует границе московского оледенения, которая здесь проводится по данным геолого-съемочных работ последних лет. Однако стратиграфический

ранг этой морены нельзя считать установленным из-за отсутствия разрезах надежно изученных межморенных органогенных отложений пока еще небольшого количества литологических данных. Решение этого вопроса, а также вопроса о корреляции моренных отложений бассейна Оки и Дона возможно в будущем при использовании комплекса литологических, геоморфологических, педостратиграфических, фаунистических других методов.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А.А.* Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974.
- Грищенко М.Н.* Материалы к характеристике ледниковых отложений донского ледникового языка. — Науч. зап. Воронежск.-лесотехн. ин-та, 1961 т. 24.
- Грищенко М.Н.* Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М.: Наука 1976.
- Дубянский А.А.* Геология и подземные воды северной части Воронежской области Воронежск. обл. кн. изд-во, 1939, вып. 1, 2, 3.
- Крокос В.И.* Стратиграфия четвертичных отложений юго-западной части донского языка в пределах Воронежской области. Четвертинный период, 1937а вып. 12.
- Крокос В.И.* Четвертичная серия юго-западной части донского ледникового языка в пределах Воронежской области. — Там же, 1937б.
- Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976 (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 288).
- Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР (К VIII Конгрессу INQUA, Париж, 1969). М.: Наука, 1969.
- Руководство по изучению новейших отложений: (Сопряженный анализ новейших отложений) (Под ред. П.А. Каплина. М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Рухина Е.В.* Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973.
- Рябенков А.С.* О характере и природе морены донского ледникового языка. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 1.
- Структура и динамика последнего европейского ледникового покрова Европы, М.: Наука, 1977.
- Фаустова М.А.* Динамика Ловатской лопасти по данным ориентировки валунов в горизонтах ледниковых отложений. — В кн.: Региональные исследования ледниковых образований: Материалы IV Всесоюз. межвед. совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Рига, 1972.
- Фаустова М.А., Маккаеве А.Н.* К вопросу об отложении основных морен по данным ориентировки обломков на примере Ловатской лопасти валдайского оледенения. — В кн.: Основные морены материковых оледенений: (Материалы Международного симпозиума, М., 1978).
- Флинт Р.* Ледники и палеогеография плейстоцена: Пер. с англ. 1963.
- Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966 (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 161).
- Boulton G.S.* On the deposition of subglacial and melt-out tills of the margins of certain Svalbard glaciers. — J. Glaciol., 1970, vol. 9, N 56.
- Boulton G.S.* Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. — J. Geol., London, 1972, N 128.
- Dreimanis A.* Tills: their origin and properties from "Glacial Till". Ottawa, 1976. (Roy. soc. Can.; Spec. publ., N 12).
- Elson J.A.* The Geology of tills. — In Proc. 14th Can. Soil Mech. Conf. (Nat. Res. Council; N 69). Ottawa, 1961.
- Harrison P.-W.* A clay-till fabric: its character and origin. — J. Geol., 1957, vol. 65, N 3.

- Jewtuchowicz S.* Some Problems on Pleistocene glaciation as related to investigations on present-day glaciers. — *Prz. geogr.*, 1972, t. 33, zes. 2.
- Jewtuchowicz S.* The Present-day Marginal zone of Skeidarajökull. — *Geogr. pol.*, 1973, t. 26.
- Kozarskii S.* Eiskernmoränen auf Island and Spitzbergen. Eine Studie zur Genese der Satzenmoränen. Wykł prof. Univ. A. Mickiewicza na Uniw. chr. Albrecta. Poznan, 1975.
- Kosarskii S., Szupryczyński J.* Glacial forms and deposits. — In: Scientific results of Polish Geogr. Expedition to Vatnajökull (Iceland), 1968/ Ed. R.Galon. — *Geogr. pol.*, 1973, t. 26.

УДК 551.793,56.017.2 (477.8)

В.П. ГРИЧУК, Е.Е. ГУРТОВАЯ

МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ У с. КРУКЕНИЧИ

Погребенные озерно-болотные отложения в гравийном карьере у с. Крукеничи (Мостисского района, Львовской области) получили известность после публикации работы К.И. Геренчука с соавторами (Геренчук и др., 1966). В последующие годы этот разрез изучался многими исследователями, результаты их работы отражены в серии публикаций (Артюшенко и др., 1967; Боярская и др., 1973; Кондратене, 1976). Авторы работ принимают высказанное М.В. Зденюком (Геренчук и др., 1966) мнение о приуроченности этих органогенных отложений к лихвинскому межледниковью (миндель-риссу).

Однако необходимо отметить, что опубликованные палеоботанические материалы М.В. Зденюка и А.Т. Артюшенко, и особенно приводимые ими пыльцевые диаграммы, не дают для этого достаточного основания¹. Они очень сильно отличаются и от диаграмм довольно удаленного стратотипического разреза у Чекалина (Лихвина), и от приводимой М.В. Зденюком диаграммы значительно более близко расположенного разреза у Ольшевичей (около 200 км к западу). Указание на присутствие, и притом по всему профилю, органогенных отложений, пыльцы тсуги, кари и каштана позволяет допускать, что эта толща может быть и более древней. Не внесли полной ясности в вопрос о возрасте этих отложений и материалы, опубликованные Т.Д. Боярской и М.В. Муратовой (Боярская и др., 1973).

Правда, по данным Т.Д. Боярской, пыльца перечисленных экзотических таксонов была обнаружена только в виде единичных зерен и притом спорадически лишь в трех образцах из разных частей толщи. Приведенная ею спорово-пыльцевая диаграмма, несомненно, значительно ближе к диаграммам отложений лихвинского и I мазовецкого межледниковий

¹ Пыльцевые диаграммы М.В. Зденюка и О.Т. Артюшенко обнаруживают очень большие расхождения в количественных характеристиках приведенных на них компонентов. Одна из причин этого — фрагментарность озерно-болотной толщи, оставшейся не учтенной этими аналитиками.

из юго-западной части Белоруссии и восточной части Польши, чем опубликованные ранее. Но приведенный в этой же статье список 24 таксонов, определенных по семенам, включает только самые обычные, большей частью широко распространенные средневропейские виды¹. Наряду с ними приводится один только ископаемый вид — *Aldrovanda Dokturovskiyi* Dorof. Однако он известен не только в лихвинских отложениях. Так, Ф.Ю. Величевич (1973) приводит его и для флоры одиноцких (рославльских) отложений из разреза Нижнинский Ров у Шклова на Днепре.

Таким образом, данные карпологического анализа не могут служить основанием для датирования отложений. Указываемое в статье Т.Д. Боярской и др. (1973) сходство крукеничской флоры с относимыми к лихвинскому межледниковью флорами Каменной Слободы и из скважины у д. Вилы не обосновано, так как они имеют в первом случае всего лишь 4, а во втором — 2 общих вида (Дорофеев, 1963).

Если учитывать географическое положение разреза (северные предгорья Карпат), такой признак, как высокое содержание в определенных горизонтах отложений пыльцы пихты и ели, не может быть принят как бесспорный. Этот признак, очень характерный для лихвинских отложений Русской равнины, для этой территории неоднозначен. Как показывают данные, для юго-восточной части Польши сходные особенности выявляются и в отложениях земского межледниковья. Примером может служить разрез земских отложений у Бэздльно (*Srodon, Golabova, 1956*).

Приходится, таким образом, признать, что опубликованные палеоботанические материалы не дают оснований для уверенного датирования органогенных отложений у с. Крукеничи. Между тем с интерпретацией возраста вскрывающейся здесь четвертичной толщи связано решение ряда важных проблем палеогеографии и четвертичной геологии западной части Русской равнины. Следовательно, дальнейшее палеоботаническое изучение этих отложений весьма актуально.

Район с. Крукеничи изучался нами летом 1970 г. При этом мы довольно подробно ознакомились с геоморфологией и строением четвертичной толщи не только в его окрестностях, но и на территории, лежащей к югу и к северу от Гусакова и Мостисской. Спорово-пыльцевой анализ озерно-болотных отложений из гравийного карьера у с. Крукеничи был выполнен Е.Е. Гуртовой лишь в 1975 г.

Разрез Крукеничи расположен в довольно широкой (около 2 км) долине р. Сични. Несколько южнее села долина меняет направление с широтного на меридиональное. В месте поворота с ней сливается долина ручья, к устьевой части которой и приурочен небольшой гравийный карьер (рис. 1).

Для более полного понимания условий залегания органогенных отложений, вскрывающихся в карьере, большое значение имеет разрез

¹ Использование этого списка вызывает ряд затруднений, так как в нем не указаны авторы приведенных видов и употребляются малораспространенные синонимы. Поэтому некоторые определения нами в данной работе не используются, поскольку остается неясным, к каким видам они в действительности относятся.

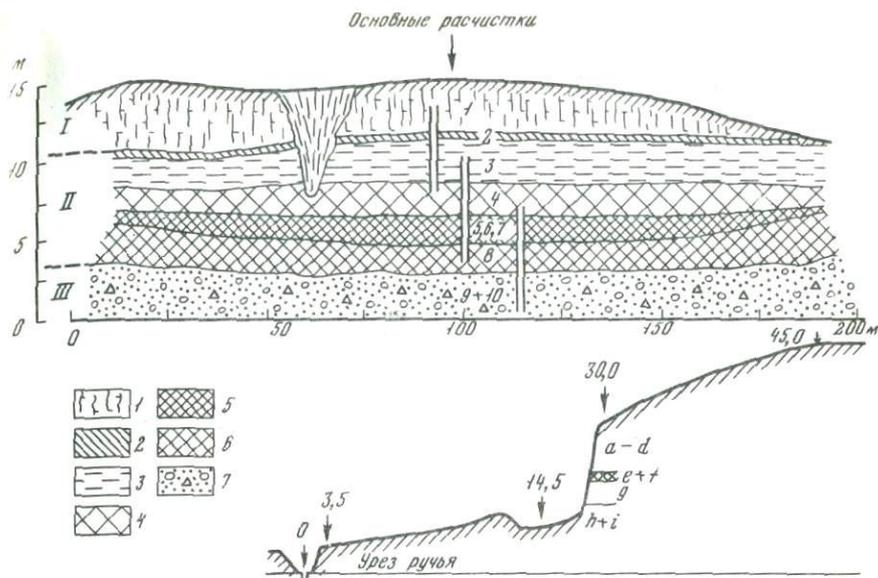


Рис. 1. Строение северной стенки гравийного карьера у с. Крукиеничи. Буквенные и цифровые обозначения слоев и комплексов соответствуют их обозначениям в описании обнажения 2: a-d — слои 1-4; e-f — слои 5-7; g — слой 8; h-i — слои 9-10

четвертичной толщи, который прослеживается в дорожной выемке. Наибольший интерес представляет нижняя часть разреза, хорошо просматривающаяся в небольшом карьере по правой стороне шоссе (обнажение I). В нем вскрывается строение нижней части южного склона долины р. Сични. Высота бровки склона над урезом воды в ручье составляет около 15 м. Здесь обнажаются:

Мощность, м

1. Суглинок средний, светло-палевый, на котором сформирована современная серая лесная слабоподзолсная почва. Почвообразовательный процесс охватил всю толщу суглинка, поэтому контакт с лежащей ниже породой нерезкий. Вниз по склону мощность суглинка увеличивается и он ложится на косо срезанную поверхность подстилающих пород вплоть до слоя "е" 0,8
(в расчистке)

2. Глина серая, местами коричнево-серая, неяснослоистая (по породе), комковатого сложения, в верхней части распадается на мелкопризматические отдельности, поверхность отдельностей с белесой (кремневой?) присыпкой. В основании лежит тонкий прослоечек (около 5 см) типичной гиттиевой глины более темной серой окраски. По всей породе часто вкрашены марганцовистые точечные включения и рассеяны охристые пятна, а по нижнему слабеволнистому контакту проходит плотная железенная корка. В средней части обнажения в нижней части слоя на высоте около 40 см от подошвы проходит тонкий (1-1,5 см) прослоечек белесого вулканического пепла, прослеживающийся на протяжении 1,5 м 1,0

3. Морена — суглинок (местами глинистый мелкозернистый песок), в сухом состоянии очень плотный, зеленовато-серый, среднепористый,

поры с ожелезненными стенками, с включением сравнительно редких средних и мелких галек; гравий (особенно мелкий) встречается чаще. При высыхании распадается на крупнокомковатые отдельности. Нижний контакт четкий, слегка неровный	0,6
4. Песок желтовато-серый, крупнозернистый, плохо сортированный, местами диагонально-слоистый (слоистость по крупности зерна часто подчеркивается охристыми прослоечками); часто проходят линзовидные прослойки мелкой и средней гальки, рассеянно встречается и крупная галька. В составе грубообломочного материала преобладают карпатские породы, но в количестве 7–10% присутствуют и скандинавские породы, преимущественно гранитные гальки; гальки осадочных пород хорошо и среднеокатанные (только кремневые слабо окатаны), кристаллические – среднеокатанные. Нижний контакт четкий, слегка неровный	3,1
5. Песок светло-серый, средне- и крупнозернистый, диагонально-слоистый (слоистость по крупности зерна), с тонкими прослоями обожренного песка и мелкого гравия. Рассеянно встречается крупный гравий и мелкая галька, по-видимому только карпатских пород. Основание песков не вскрыто	3,5 (видимая)

Из приведенного описания видно, что в разрезе снизу вверх выделяют следующие горизонты:

I. Толща аллювиальных и флювиогляциальных гравийных песков, содержащих смешанный грубообломочный материал (карпатских и скандинавских пород).

II. Морена маломощная, но литологически хорошо выраженная.

III. Озерная толща, залегающая по явно эрозийному контакту; судя по литологическому составу, она накапливалась в основном в довольно крупном водоеме; подошва ее лежит на высоте около 13 м над урезом воды в ручье.

IV. Покровные суглинки, залегающие на размытой поверхности подстилающих горизонтов.

Заслуживает внимания прослой вулканического пепла в озерных отложениях, который может служить материалом для датирования отложений с помощью калий-аргонового метода.

Гравийный карьер, в котором находится основное обнажение озерно-болотных отложений, расположен в 200–250 м к западу от шоссе Самбор – Мостиска, примерно в 1 км к югу от окраины с. Крукеничи. Он вскрывает почти весь склон долины ручья, впадающего в р. Сичичю (обнажение 2). Высота бровки карьера над урезом воды в ручье во время осмотра его в июле 1970 г. была около 30 м. Здесь в основной, наиболее открытой стенке карьера обнажаются:

Глубина, м

1. Суглинок зеленовато-серый, неяснослоистый, с многочисленными охристыми пятнами, придающими породе пеструю окраску, мелкопористый, с ожелезненными стенками пор и многочисленными железисто-марганцовыми бобовинами; на нем сформирована современная лесная оподзоленная почва. Нижний контакт четкий, но с постепенным переходом, слаболопастистый	0–3,1
2. Глина гиттиевая, темно-коричневая, в высохшем состоянии темно-серая, тонкопористая, тонкослоистая; слоистость слабо заметна из-за незначительных различий в литологическом составе и окраске прослоеч-	

ков и к тому же маскируется мелкопризматической текстурой породы (она хорошо видна под лупой на свежем разломе структурных отделе-стей). Лежит на слабоволнистой поверхности, лежащей ниже породы. Нижний контакт четкий ¹	3,1–3,2
3. Супесь зеленовато-серая, с охристыми прослоями, рыхлая, слабо-пористая, с ожелезненными стенками пор, к низу постепенно переходит в суглинок такой же окраски, с линзовидными горизонтальными прослоечками белого мелкозернистого песка и многочисленными железисто-марганцовыми мелкими включениями. Нижний контакт нечеткий, переход на протяжении 6–8 см.	3,2–5,9
4. Глина гиттиевая, темно-серая, плотная, не слоистая, по трещинам высыхания сильно ожелезненная, с железо-марганцовыми конкрециями до 1–2 см в диаметре. Нижний контакт очень нечеткий.	5,9–7,9
5. Глина гиттиевая, коричневатая-серая, неяснослоистая, часто встречаются мелкие растительные остатки, а у самой подошвы – мелкие комочки подстилающей породы. Нижний контакт четкий, слабоболнистый (по эродированной поверхности лежащего ниже слоя)	7,9–8,2
6. Торф темно-коричневый, при высыхании почти черный, древесно-травяной, переходящий к низу в древесно-папоротниковый, листоватый. Переход очень постепенный.	8,2–8,9
7. Грубодетритовая (торфянистая) гиттия, темно-коричневая, с многочисленными обломками древесины, часто встречаются семена роголистника, резака, рдестов и нимфейных, а также надкрылья жуков; по трещинам высыхания во многих прослеживаются лимонно-желтые налеты ярозита. Нижний контакт четкий (по эродированной поверхности лежащего ниже слоя)	8,9–9,8
8. Глина гиттиевая, серая, неслоистая, мелкопесчаная, к низу (при-мерно с середины слоя) постепенно переходит в глинистый мелкозерни-стый песок; встречаются тонкие линзовидные прослоечки песка, во всем слое рассеяны гравий и мелкая галька. В гиттии много ожелезненных прослоев, в нижней части имеются столбовидные возвышения (10–15 см высотой и 15–25 см в диаметре), покрытые железисто-марганцовой кор-кой толщины до 10–15 см. Нижний контакт четкий, подчеркнутый желе-зистой коркой	9,8–11,7
9. Песок крупнозернистый, светло-желтовато-серый и серый с боль-шим количеством гравия и прослоями галек; гальки местных пород – от идеально окатанных до угловатых обломков флишевых песчаников без всяких следов окатывания, гальки кристаллических пород плохой и средней окатанности	11,7–12,7
10. Песок крупнозернистый, полимиктовый, желтовато-серый, диаго-нально-слоистый, с прослоечками желтоватого суглинка и рассеянной галькой преимущественно осадочных пород, гранитная галька встреча-ется редко	12,7–13,6

Замеры, произведенные в разных частях карьера, показывают, что грубодетритовая гиттия и торф (слои 6, 7), прослеживающиеся на протяжении около 150 м, залегают в виде слабовогнутой линзы (см. рис. 1). Слой темной гиттиевой глины, венчающий озерную толщу, залегают в целом горизонтально, и отмечающиеся местами изгибы имеют эпигенетический характер. Все выявленные факты показывают, что озерная толща

¹ В статье Т.Д. Боярской и др. (1973) этот слой указывается как ископаемая почва раннеднепровского межстадиала. Это мнение явно ошибочно, на что указывает не только слоистость породы, но и наличие четкого контакта с подстилающей супесью.

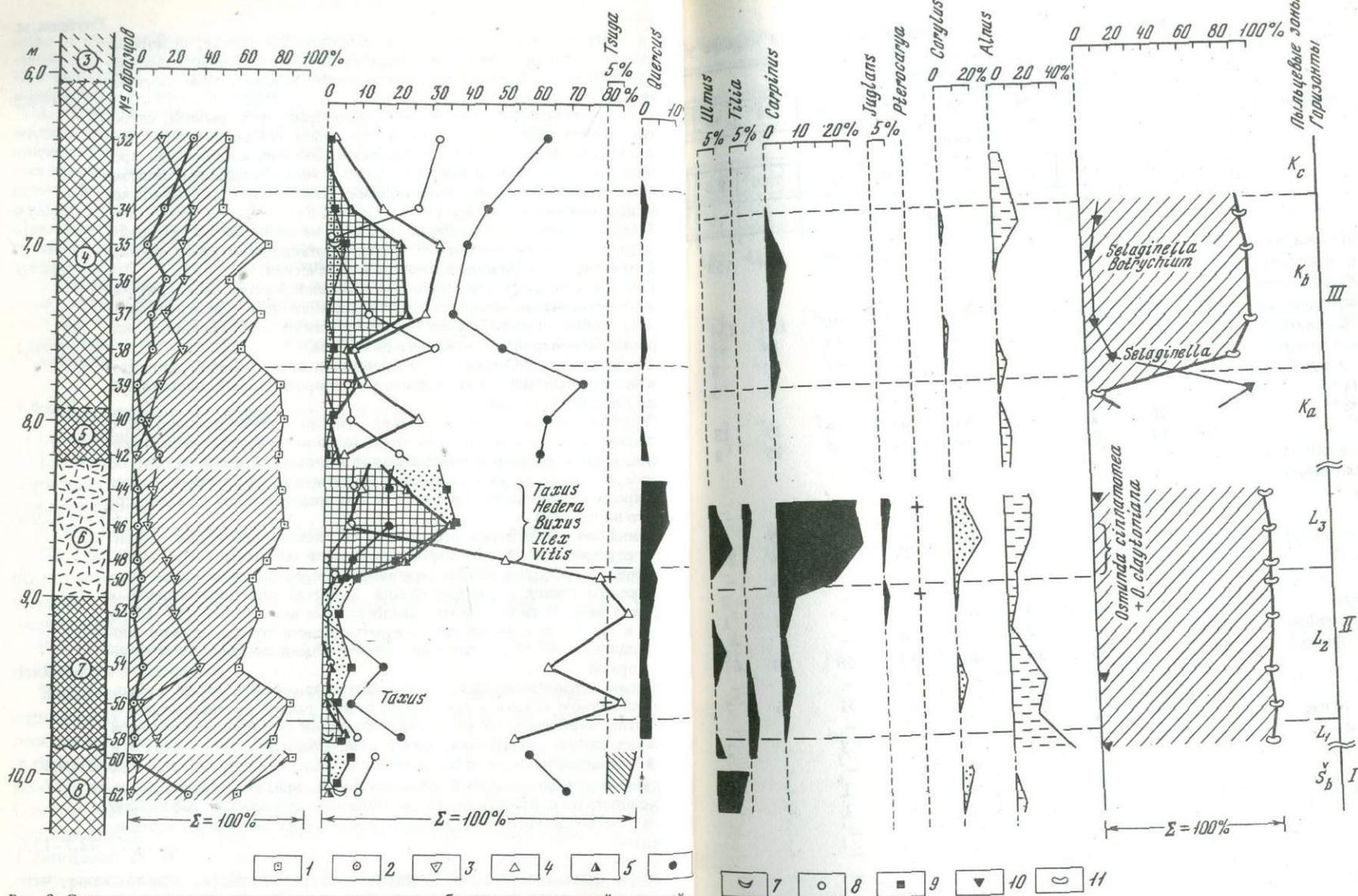


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерно-болотных отложений в гравийном карьере у с. Крукичи (обнажение 2)

1 – пыльца древесных пород; 2 – пыльца травянистых растений; 3 – споры высших споровых растений; 4 – *Picea*; 5 – *Abies*; 6 – *Pinus*; 7 – *Larix*; 8 – *Betula*; 9 – сумма пыльцы широколиственных пород; 10 – *Sphagnum*; 11 – *Polypodiaceae*. Содержание пыльцы *Corylus* и *Alnus* рассчитано по отношению к сумме пыльцы лесобразующих древесных пород. Пыльцевые зоны: Sb – зона климатического оптимума швентойского интерстадиала; L₁, L₂, L₃ – пыльцевые зоны лихвинского межледниковья; Ka, Kb, Kc – зоны кошинского интерстадиала. Цифровые обозначения на литологической колонке соответствуют обозначениям слоев в описании обнажения 2 (в тексте)

накапливалась при переменной глубине и химическом режиме существовавших здесь водоемов.

Приведенные описания показывают, что в карьере вскрывается сложно построенная серия осадков разного генезиса. Здесь (снизу вверх) выделяются следующие горизонты:

I. Толща древнеалпювиальных и флювиогляциальных песков со смешанным карпатским и скандинавским обломочным материалом (слои 10 и 9).

Таблица 1

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений, вскрытых в карьере у

Состав пыльцы и спор	Номер образца									
	30	32	34	35	36	37	38	39	40	
	Глубина, м									
	6,0	6,40	6,80	7,00	7,20	7,40	7,60	7,80	8,0	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Число зерен, из которых рассчитан общий состав	271	71	436	289	160	239	396	124	155	
Пыльца деревьев и кустарников**	142	51	218	220	108	172	240	104	134	
Пыльца травянистых и кустарниковых**	53	71	50	76	68	72	61	84	85	
Споры**	39	10	44	48	33	44	112	19	13	
Пыльца деревьев и кустарников	14	14	33	17	19	18	28	15	9	
Taxus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Abies	-	-	7	21	25	23	6	9	1	
Picea sect. Eurpicea	2	-	16	31	19	28	8	11	26	
P. sect. Omorica	-	-	1	-	-	-	-	1	-	
Larix	-	-	-	-	-	-	-	-	2	
Pinus sp.	-	-	-	2	-	-	-	1	1	
P. sect. Cembrae	20	-	-	2	1	4	-	-	-	
P. sect. Eupitys	43	-	35	36	40	33	50	70	61	
Tsuga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Betula	32	-	26	-	11	12	31	6	7	
B. sect. Nanae	-	-	4	-	1	1	-	-	-	
Carpinus	-	-	6	5	2	1	3	-	2	
Pterocarya	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Juglans	-	-	4	-	-	-	1	-	-	
Quercus	1	-	1	-	-	-	1	-	-	
Tilia	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ulmus	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Acer	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Viburnum	-	-	1	1	-	1	-	-	-	
Corylus	-	-	-	-	-	-	-	4	-	
Alnus	5	-	14	1	-	-	4	-	4	
Alnaster	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Salix	-	-	1	-	-	-	-	-	-	
Пыльца трав и кустарничков	-	-	-	1	-	-	-	-	-	
Ephedra	-	-	-	1	-	-	-	-	-	
Gramineae	63	-	51	10x	14x	9x	41	-	1x	
Сурегасеae	13	-	4	-	-	-	7	-	-	
Chenopodiaceae	7	-	8	-	-	-	-	-	1x	

с. Круженичи, %*

	Номер образца											
	42	44	46	48	50	52	54	56	58	60	62	73
	Глубина, м											
	8,20	8,40	8,60	8,80	8,90	9,10	9,40	9,60	9,80	10,0	10,60	12,6
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	282	412	314	273	286	395	350	272	542	74	214	289
	236	344	276	215	199	289	183	247	435	69	120	181
	88	85	88	78	70	73	53	91	80	93	56	64
	41	13	11	3	16	7	28	7	20	17	88	36
	15	3	4	2	6	2	8	3	4	1	41	13
	5	55	27	55	71	99	139	18	87	4	6	65
	2	12	8	20	24	25	39	6	16	6	3	23
	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	-
	3	23	35	22	4	-	2	1	6	2	2	3
	5	10	8	50	73	87	59	83	51	-	2	9
	-	1	1	1	-	-	4	1	3	-	2	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	6	1
	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	57	18	18	7	6	5	17	8	22	73	57	47
	-	-	-	-	-	-	-	1	-	9	5	-
	26	8	7	1	3	1	2	2	10	-	10	12
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	6
	3	22	24	16	4	1	3	1	2	-	-	-
	-	1	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-
	-	2	1	-	1	-	-	-	-	3	2	2
	1	6	7	2	4	4	9	2	2	-	-	2
	-	2	1	2	-	2	1	-	1	-	2	1
	-	2	1	-	-	1	3	-	2	8	5	-
	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
	-	1	1	-	-	1	1	-	-	-	-	-
	-	7	6	2	-	3	4	-	-	-	-	3
	4	15	13	5	5	8	18	-	34	-	5	14
	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	-	1	-	-	-	-	-	-	1	-	4	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
	24	4x	1x	1x	12x	1x	65	3x	6x	-	6	56
	7	-	-	-	3x	-	7	-	1x	-	62	8
	7	-	1x	-	-	-	-	-	-	-	14	3

Таблица 1 (окончание)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Caryophyllaceae	1	—	—	6	2x	2x	2x	4	—	—
Polygonaceae	13	—	—	19	1x	—	1x	4	1	—
Ranunculaceae	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—
Cruciferae	—	—	—	—	—	4x	—	—	—	—
Umbelliferae	1	—	—	8	—	—	—	7	—	—
Ericaceae	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—
Plumbaginaceae	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—
Artemisia	—	—	—	—	—	2x	5x	27	—	6x
Compositae (прочие)	—	—	—	—	3x	—	4x	—	2x	—
Пыльца водных										
Typha	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sparganiaceae	—	—	—	—	2x	—	—	—	—	—
Myriophyllum	—	—	—	2	—	—	—	5	—	—
Спores										
Polypodiaceae	84	—	—	91	94	32x	96	84	3	12x
Equisetum	—	—	—	—	—	1x	—	—	—	—
Selaginella selaginoides	—	—	—	—	2	—	—	1	—	—
Sphagnum	16	—	—	9	4	—	4	15	93	—

* Цифры с крестиком обозначают число зерен, а не проценты.

II. Толща озерных и озерно-болотных отложений различного литологического состава (слои 8–2), накопление которой, судя по наличию по крайней мере двух эрозионных контактов, происходило с перерывами (отсутствие явных следов выветрелости пород, лежащих ниже таких контактов, позволяет думать, что перерывы эти были незначительными); подошва ее лежит на высоте около 15 м над урезом воды в ручье, т.е. на 2 м выше, чем в обнажении 1;

III. Покровные отложения (слой 1).

Таким образом, в разрезе карьера прослеживается та же последовательность отложений (при значительно большей мощности озерной толщи), что и в обнажении 1, но здесь нет горизонта морены. Сопоставление литологических особенностей и гипсометрического положения отложений позволяет предположить, что в обнажении 1 представлена лишь самая нижняя часть озерной толщи.

В карьере (обнажение 2) по ряду взаимодополняющих вертикальных канав была отобрана большая серия образцов, характеризующих всю вскрытую толщу отложений. Пробы для анализа подготавливались в палинологической лаборатории ИГ АН СССР В.И. Корнюхиной. Спорово-пыльцевой анализ выполнен Е.Е. Гуртовой, дополнительные видовые определения сделаны М.Х. Моносзон и Э.М. Зеликсон. С помощью применявшейся обычной сепарационной методики выделения пыльцы и спор значительные количества их получены только из озерной толщи; из покровных

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	2x	—	—	—
—	—	—	—	—	1x	—	—	—	1x	—	1	14
10	2x	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	3x	1x	—	—	—	—	—	—	—	—	2	11
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
32	1x	1x	—	—	—	—	—	—	3x	—	13	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	1x	1x	1	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	1x	—	—	—	1x	2x	18	1x	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	2x	—	—	—	1x	—	—	—	—	—	—	—
5x	99	100	100	100	100	100	97	100	97	9x	100	74
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	—	—	—	—	—	—	2	—	3	—	—	16

** Верхняя строка — число подсчитанных зерен; нижняя — %.

суглинков и подстилающих песков извлечены лишь единичные зерна. Результаты общего спорово-пыльцевого анализа приведены в табл. 1 и в графическом виде представлены на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 2).

Даже беглое рассмотрение этой диаграммы показывает наличие двух уровней резкого изменения спорово-пыльцевых спектров. Эти изменения приурочены к переходам между слоями, которые разделяются очень четкими (эрозионными) контактами, отмеченными в проведенном описании обнажения 2. Совпадение двух признаков — четкости контактов и резких изменений спорово-пыльцевых спектров (на глубинах 8,25 и 9,85 м) — подтверждает правильность трактовки этого явления как результата перерывов в накоплении осадков и частичной эрозии возникших ранее образований. Этим обстоятельством, не учтенным при ранее проводившихся исследованиях, по-видимому, и объясняются некоторые из существенных различий опубликованных пыльцевых диаграмм.

Анализ спорово-пыльцевой диаграммы разреза озерно-болотной толщи в обнажении 2 и результатов общего спорово-пыльцевого анализа (табл. 1) и видовых определений (табл. 2) показывает, что толща состоит из трех самостоятельных горизонтов¹. Для оценки "палеогеографического ранга" этих горизонтов может быть использована система критериев, предложен-

¹ Видовые определения выполнены М.Х. Моносзон, Е.Е. Гуртовой и Э.М. Зеликсон.

чей сильно осложняет присутствие почти во всех ее горизонтах небольших количеств переотложенных пыльцы и спор. Источником этого переотложения служат более древние отложения разного возраста. В качестве примера можно привести данные специально выполненного Э.М. Зеликсона флористического анализа образца 62 из нижней части разреза (слой 8).

Основную часть спорово-пыльцевого спектра составляют слабо минерализованные, сохраняющие объемность пыльцевые и споровые зерна, несомненно синхронные вмещающей их гиттиевой глине. Высокое содержание пыльцы травянистых растений (до 36%) и присутствие пыльцы *Betula pana*, *Ephedra distachya* совместно со спорами *Botrychium boreale* указывает на то, что осадки накапливались в перигляциальных условиях. Наряду с этим комплексом пыльцы и спор здесь присутствует комплекс форм карбонового возраста (*Hymenozonotriletes* и др.), комплекс мезозойских форм (*Gleichenia*, *Schizaceae*, *Coniferae* и др.) и комплекс неогеновых форм. В последнем, помимо пыльцы представителей таких субтропических родов, как *Liquidambar*, *Nyssa* и *Carya*, присутствует пыльца представителей и неморальных родов, представленных и в четвертичных отложениях (*Fagus*, *Пех* и др.). Поскольку гиттиевая глина образовалась в перигляциальных условиях (с этим согласуется и характер осадка), мы имеем достаточно оснований все представленные в данном спорово-пыльцевом спектре термофильные элементы считать находящимися во вторичном залегании.

Сказанное в полной мере относится и к результатам пыльцевого анализа пород, подстилающих торф (слой 7 в нашем описании), опубликованном М.В. Зденюком (Геренчук и др., 1966) и А.Т. Артюшенко (Артюшенко и др., 1967). Указанные этими авторами *Fagus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Ostrya*, *Castanea*, *Пех*, *Moraceae* и другие являются не только термофильными, но и влаголюбивыми лесными породами, и они, естественно, не могли существовать в перигляциальной обстановке (даже на значительном удалении от пункта исследования). Возможности существования этих пород в составе растительного покрова во время накопления данного горизонта противоречат материалы, приводимые и названными авторами. И И.В. Зденюк и А.Т. Артюшенко указывают, что в пыльцевых спектрах этого горизонта резко преобладает пыльца *Pinus*, содержание которой превышает 60%. Это говорит о том, что в составе лесной растительности господствовали формации, образованные сосной. Как известно, в условиях равнины ни одна из перечисленных древесных пород в составе формаций подобного типа в настоящее время не встречается.

Значительно сложнее решается вопрос о выделении переотложенной пыльцы в верхней части слоя торфа (слой 6), который накапливался в условиях климатического оптимума межледниковья (см. табл. 1 и рис. 3). Наряду с находящейся, несомненно, в первичном залегании пыльцой граба (содержание которой достигает 24%), дуба и вяза здесь встречаются в небольших количествах пыльцевые зерна *Taxus*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Vixus*, *Пех*, *Vitis* и другие, по сохранности не отличающиеся от пыльцы граба. Все названные древесные породы по экологическим требованиям вполне совместимы с породами, пыльца которых составляет основную

часть спектров образцов из слоя торфа. Таким образом, у нас нет оснований допускать, что здесь эти пыльцевые зерна переотложенные, тем более что, например, тис представлен не только пыльцой, но и семенами.

Из сказанного должен быть сделан вывод о том, что перечисленные древесные породы входили в состав местных лесных формаций, существовавших во время накопления торфа.

Наряду с пыльцой этих таксонов — элементов неморальной флоры — в нескольких образцах торфа были встречены единичные пыльцевые зерна представителей рода *Sauga*, являющегося в Азии элементом современной флоры субтропиков¹. Решение вопроса о первичном или вторичном залегании пыльцы кариин имеет существенное значение для установления возраста озерно-болотной толщи Крукеничей. Дело в том, что в составе среднеплейстоценовых флор Русской равнины этот таксон отсутствует, но установлен в более древних флорах: домашкинской свиты среднего Поволжья, синхронизируемой с апшероном (Гричук, 1959) и чаудинского горизонта западной Грузии (Шатилова, 1967). Пыльца кариин отмечается также и в отложениях налибокского межледниковья Белоруссии, относимого к нижнему плейстоцену (Махнач, 1971).

В современной флоре Азии род *Sauga* представлен двумя видами, распространенными в северной части субтропической зоны на юго-востоке континента — в бассейнах р. Меконга и Янцзы, т.е. за пределами области распространения неморального типа растительности (Schmucker, 1942). Это обстоятельство дает основание предполагать, что пыльца кариин в характеризующих отложениях — чуждый компонент, появившийся здесь в результате переотложения.

То, что пыльцевые зерна этого таксона обнаружены в торфе, не противоречит такому выводу. Торф (слой 6) в разрезе Крукеничей относится к низинному типу, на что указывает его ботанический состав: по определениям О.В. Каревой, он образован в основном остатками тростника обыкновенного и древесиной ольхи (Артюшенко и др., 1967). Присутствие в значительных количествах (до 5%) остатков тканей телореза (*Stratiotes aloides*) указывает на то, что торф накапливался в каком-то водоеме типа речной заводи или старицы. В осадках подобного генезиса присутствие аллохтонной пыльцы устанавливается очень часто.

Решение вопроса о том, входила ли кариин в состав местной флоры, имеет принципиальное значение для определения стратиграфического положения межледниковых отложений Крукеничей, поэтому параллельно с ценоцитическим анализом выявленной флоры для проверки его результатов проводился и эколого-географический анализ (Гричук, 1969). Были обработаны данные для наиболее важной части разреза — слоя, относящегося к фазе климатического оптимума. Поскольку многие очень показательные в экологическом отношении растения в составе крукеничской флоры были определены только до рода (орех, падуб, виноград), то для построения ареалограммы — основного элемента анализа — использовались родовые таксоны.

¹ Пыльцевые зерна кариин были отмечены и в анализах А.Т. Артюшенко.

Таблица 3

Сравнительная характеристика флоры и растительности интергляциальных и интерстадиальных эпох и основных горизонтов отложений в разрезе с. Крукеничи

Флора	Флористические критерии						
	роль континентальных флористических элементов*	роль элементов лесных формаций	роль элементов тундровых формаций	характер наиболее термофильных элементов	участие термофильных элементов по сравнению с климатическим оптимумом голоцена	роль элементов перигляциальных формаций	
Интергляциальная	Отсутствуют	Господствуют	Отсутствуют	Виды неморальной флоры	Больше или такое же	Отсутствуют	
Интерстадиальная	Представлены	Преобладают	Представлены незначительно	Преимущественно умеренно бореальные виды	Меньше	Представлены	
Флора Крукеничей	I горизонт	Представлены (Ephedra, Salsola ruthenica)	Преобладают (тип спектра — лесной и переходный)	Представлены (формации с участием Betula pana и Selaginella selaginoides)	Только умеренно бореальные элементы	Меньше	Представлены обильно
	II горизонт	Отсутствуют	Господствуют (тип спектра — лесной)	Отсутствуют	Кроме Carpinus, представлены Buxus, Pex, Vitis и др.	Больше	Отсутствуют
	III горизонт	Представлены (Ephedra)	Преобладают (тип спектра — лесной и переходный)	Представлены (формации с участием Betula pana и Botrychium boreale)	Элементы неморальной флоры представлены незначительно	Меньше	Представлены ограниченно

* Виды, свойственные флорам территорий с более континентальным климатом, чем в районе расположения изучаемого разреза.

Как известно, анализ видового или родового состава флоры выявляет разные аспекты ее характеристики. В первом случае наиболее отчетливо выявляются ее экологические особенности, во втором — генетические соотношения, т.е. именно тот аспект, который представляет основной интерес для нашего исследования.

В образцах 44 и 46 из слоя 7 в общей сложности определено 28 родовых таксонов, относящихся к 18 семействам. Роды, представители которых определены в слоях, относящихся к эпохе климатического оптимума, следующие:

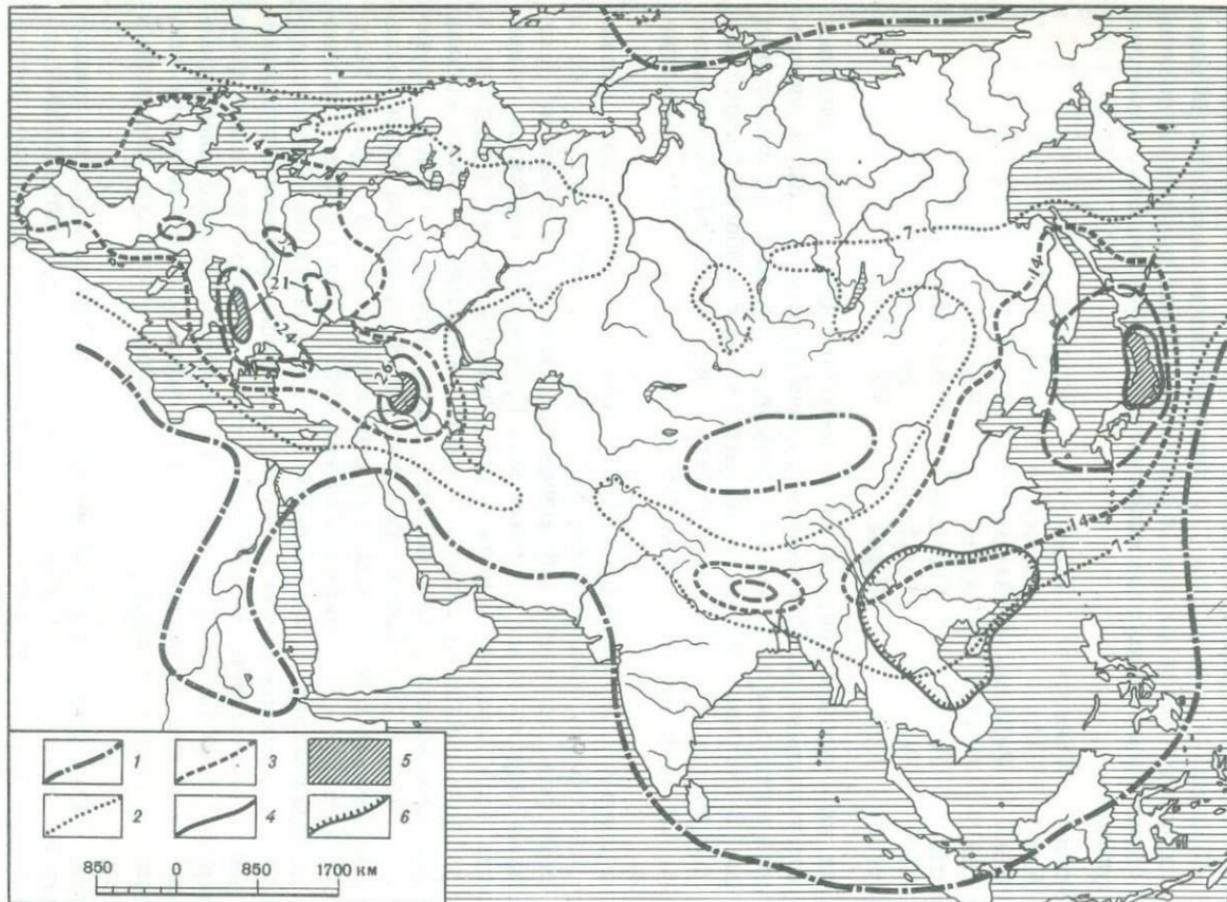
Taxus	Quercus	Juglans	Rhamnus
Abies	Ulmus	Pterocarya	Tilia
Pinus	Zelkova	Betula	Vitis
Picea	Viscum	Alnus	Hedera
Larix	Buxus	Carpinus	Fraxinus
Salix	Plex	Corylus	Ligustrum
Myrica	Acer	Fagus	Viburnum

Для того чтобы оценить, в какой мере эти данные могут считаться репрезентативными для, несомненно, очень богатой флоры характеризуемого межледникового, можно привести следующие сравнительные данные. В настоящее время на территории СССР наиболее богатой лесной флорой отличаются Западное Закавказье (Колхида) и Уссурийский район, где очень полно сохранились элементы неогеновой растительности.

По данным С.Я. Соколова и О.А. Связевой (1956), растения, слагающие дендрофлору этих районов, относятся (соответственно) к 41 и 35 семействам, во флоре Крукеничей представлено 18 семейств¹. К семействам, определенным в отложениях Крукеничей, относится подавляющая часть деревьев и кустарников, произрастающих в Колхиде и Уссурийском районе. О степени полноты выявления родового состава дендрофлоры можно судить по следующим цифрам. Во флоре Крукеничей указанные 18 семейств представлены 28 родами, во флоре Западного Закавказья к этим семействам относится 34 рода, а во флоре Уссурийского района — 38 (Соколов, Связева, 1965). Сопоставление приведенных данных показывает, что ископаемая дендрофлора Крукеничей охарактеризована с таксономической полнотой, вполне сравнимой с соответствующей характеристикой наиболее богатых современных лесных флор на территории СССР. Это позволяет считать, что полученные палеоботанические материалы достаточно полно и объективно характеризуют и межледниковую флору и, следовательно, их анализ может дать корректный результат.

Для составления ареалограммы были использованы карты ареалов родов масштаба 1:50 000 000, имеющиеся в картотеке палинологической лаборатории Института географии и составленные по различным литературным источникам (рис. 3). Распределение количества совместно обитаю-

¹ В эти числа не включены семейства кустарничков и полукустарничков.



щих представителей родов, установленных во флоре Крукеничей, на ареалограмме показано изолиниями. Изолиния, соответствующая 14 родам, т.е. половине числа родов, слагающих крукеническую дендрофлору, очерчивает области, за пределами которых находятся флоры, уже чуждые ей по составу. Изолиния, соответствующая 21 роду, ограничивает территорию с флорой, наиболее сходной по составу. В пределах этих территорий сплошной линией выделены районы, где в настоящее время совместно обитает максимальное число родов, определенных во флоре Крукеничей. Таких районов выявляется три: западная часть Балканского полуострова (24 рода), Западное Закавказье (26 родов) и северная часть острова Хонсю (Япония, 27 родов). На юге Приморья произрастают представители только 23 родов.

На ареалограмме показан и современный ареал рода *Carpa*. Как можно видеть, он в основном располагается за пределами изолинии 14 родов, т.е. в той области, флора которой уже чужда флоре Крукеничей. Лишь в горах Юго-Восточной Азии северная граница ареала карию частично заходит на территорию, ограниченную этой изолинией. Следовательно, ареал карию в целом значительно удален от районов, где состав дендрофлоры близок к крукенической. Отсюда должен быть сделан вполне определенный вывод: карию — это тот элемент, который, несомненно, чужд этой флоре, и присутствие ее пыльцевых зерен в межледниковых отложениях Крукеничей должно быть отнесено за счет переотложения (из размываемых неогеновых толщ). Таким образом, мы видим, что и ценотический и эколого-географический анализы дают однозначный результат и устраняют один из аргументов для отнесения характеризующих отложений к нижнему плейстоцену.

Ареалограмма показывает, что территории, ограниченные изолинией 14 родов, т.е. те, на которых в настоящее время совместно обитает больше половины родов, представленных во флоре Крукеничей, практически совпадают с областями современного распространения неморального типа растительности. Это обстоятельство позволяет считать, что флора межледниковых отложений Крукеничей в фазу климатического оптимума уже была достаточно близка к современной неморальной флоре Европы и восточной Азии. Наряду с этим отсутствие районов, где бы в настоящее время совместно обитали (в условиях равнинной территории) представители всех 28 родов, определенных в отложениях Крукеничей, указывает на то, что полной идентичности этих флор еще не существовало. То обстоятельство, что по родовому составу крукеническая флора ближе к современной флоре северной Японии, чем к наиболее богатым неогеновыми элементами флорам Европы (западные Балканы и Колхида), еще больше оттеняет черты этого различия.

Рис. 3. Ареалограмма флоры климатического оптимума межледниковья, установленной по результатам определений в образцах 44 и 46 из разреза у с. Крукеничи (установлено 28 родовых таксонов древесных пород)

1-4 — изолинии, показывающие число совместно обитающих родов; 5 — районы максимальной концентрации таксонов; цифрами указано количество таксонов в данном районе; 6 — современный ареал рода *Carpa*

Таблица 4

Список родов древесных пород, определенных в озерно-болотных отложениях из карьера у с. Крукеничи

Географическая группа родов		Род
Представленные в современной флоре района	I Панголарктическая	Abies, Alnus, Alnaster, Betula, Larix, Lygustrum, Myrica, Picea, Pinus, Rhamnus, Salix, Viburnum
	II Американско-евроазиатская	Acer, Buxus, Carpinus, Corylus, Fagus, Fraxinus, Hedera, Ilex, Quercus, Taxus, Tilia, Ulmus, Viscum
Отсутствующие в современной флоре района	III Американско-средиземно-азиатская	Juglans, Pterocarya, Vitis, Zelcova
	IV Американско-восточно-азиатская	Tsuga

Сопоставление приведенных данных с данными о распределении по географическим группам родов, перечисленных в табл. 4, дает основание для некоторых выводов, имеющих стратиграфическое значение. Это сопоставление, прежде всего, показывает, что флора межледниковых отложений Крукеничей, включающая две географические группы родов, чуждых современной флоре, несомненно, должна быть отнесена к группе протонеморальных флор, датирующих средний плейстоцен Европы (Grichuk, 1977).

Поскольку крукеничская ископаемая флора охарактеризована в видовом отношении довольно полно, имеется возможность для дополнительного обоснования и уточнения ее геологического возраста использовать и другие флористические критерии. Упор на критерии этого рода приходится делать потому, что полученная для озерно-болотных отложений крукеничского карьера спорово-пыльцевая диаграмма, как уже указывалось, отражает лишь часть межледниковой эпохи. Кроме того, все стратипические разрезы среднего плейстоцена, с которыми необходимо сравнивать, находятся на значительном расстоянии от Крукеничей, а это неизбежно уменьшает достоверность корреляции, основанной на сравнении фитоценологических особенностей, зафиксированных в пыльцевых диаграммах. К таким критериям относятся: 1) состав показательных видов и 2) состав и соотношение географических элементов (Гричук, 1973).

К сожалению, в данном случае такой сравнительно просто устанавливаемый признак, как состав показательных видов, не может быть использован. Для южной части Русской равнины система этих видов не выявлена, а применение системы, используемой для северо-запада европейской части СССР, здесь было бы явно не обосновано. Поэтому нами был использован только более универсальный критерий: состав и соотношения географических элементов во флоре этих отложений.

Таблица 5

Список видов, определенных в озерно-болотных межледниковых отложениях из карьера у с. Крукеничи*

Географические элементы	Вид
Диффузно-рассеянный	<i>Potamogeton crispus</i> L., <i>Salvinia natans</i> (L.) All.
Гемикосмополитический	<i>Chenopodium album</i> L., <i>Lythrum salicaria</i> L., <i>Myriophyllum verticillatum</i> L., <i>Polygonum aviculare</i> L., <i>Potamogeton natans</i> L., <i>P. filiformis</i> Pers., <i>Phragmites communis</i> Trin.
Широко распространенный голарктический	<i>Botrychium lunaria</i> (L.) Sw., <i>Chenopodium viride</i> L., <i>Eleocharis palustris</i> (L.) R. Br. (- <i>Scirpus palustris</i> L.), <i>Lycopodium annotinum</i> L., <i>L. clavatum</i> L., <i>Menyanthes trifoliata</i> L., <i>Myriophyllum spicatum</i> L., <i>Potamogeton friesii</i> Rupr., <i>P. heterophyllum</i> Schreb., <i>P. obtusifolius</i> Mert. et Koch. P. cf. <i>praelongus</i> Wulf., <i>Selaginella selaginoides</i> (L.) Link. <i>Scirpus lacustris</i> L. (- <i>Schoenoplectus lacustris</i> Palle), <i>Typha angustifolia</i> L., <i>T. latifolia</i> L.
Евразийский	<i>Betula humilis</i> Schrank, <i>B. nana</i> L., <i>B. pubescens</i> Ehrh., <i>B. verrucosa</i> Ehrh., <i>Botrychium boreale</i> (Fr.) Milde, <i>Carex stricta</i> Trev., <i>Ceratophyllum demersum</i> L., <i>Chenopodium rubrum</i> L., <i>Ephedra distachya</i> L., <i>Humulus lupulus</i> L., <i>Nuphar luteum</i> (L.) Smith., <i>Nymphaea candida</i> J. et C. Presl., <i>Pinus silvestris</i> L., <i>Polygonum lapathifolium</i> L., <i>Rhamnus frangula</i> L. (<i>Frangula alnus</i> Mill.), <i>Rumex maritimus</i> L., <i>Salsola ruthenica</i> Iljin, <i>Sanguisorba officinalis</i> L., <i>Sparganium neglectum</i> Baeb., <i>Thalictrum simplex</i> L., <i>Typha minima</i> Funk., <i>Viburnum opulus</i> L., <i>Viscum album</i> L.
Американо-европейский	<i>Alnus incana</i> (L.) Willd.
Североамериканский	<i>Azolla filiculoides</i> Lam., <i>Dulichium arundinaceum</i> (L.) Britt.
Восточноазиатский	<i>Osmunda cinnamomea</i> L., <i>O. claytoniana</i> L., <i>Ulmus propinqua</i> Koidz.
Балкано-колхидский	<i>Picea sect. Omorica</i> , <i>Pterocarya cf. fraxinifolia</i> (Lam.) Spach.
Европейский	<i>Alnus glutinosa</i> Gaerth, <i>Buxus cf. sempervirens</i> L., <i>Carpinus betulus</i> L., <i>Corylus avellana</i> L., <i>Fraxinus excelsior</i> L., <i>Iris pseudacorus</i> L., <i>Nymphaea alba</i> L., <i>Potamogeton trichoides</i> Cham. et Schlecht., <i>Quercus pubescens</i> Willd., <i>O. robur</i> L., <i>Picea abies</i> (L.) Karst., <i>Sparganium microcarpum</i> (Neum) Celak., <i>Stratiotes aloides</i> L., <i>Taxus baccata</i> L., <i>Tilia cordata</i> Mill., <i>T. platyphyllos</i> Scop., <i>Ulmus campestris</i> L., <i>U. laevis</i> Pall.
Сибирский	<i>Potamogeton vaginatus</i> Turcz.
Вымершие виды	<i>Aldrovanda dokturovskyi</i> Dorof.

Таксоны, имеющие только надвидовое определение

Abies sp., *Betula* sect. *Costatae*, *Fagus* sp., *Plex* sp., *Juglans* sp., *Larix* sp., *Ligustrum* sp., *Vitis* sp., *Zelkova* sp.

*Список составлен по определениям Е.Е. Гуртовой, М.Х. Монозон, Э.М. Зеликсон, Т.Д. Колесниковой, М.В. Муратовой, Ф.Ю. Величкевича, О.П. Кондратене.

Таблица 6

Количественные соотношения географических элементов в составе межледниковой флоры с. Крукеничи

Географические элементы	Число видов	Соотношение числа видов, %	Географические элементы	Число видов	Соотношение числа видов, %
Диффузно-рассеянный	2		Североамериканский	2	
Гемикосмополитический	7		Восточноазиатский	4*	10
Широко распространенный голарктический	15	66	Балкано-колхидский	2	
Евразийский	24		Европейский	17	23
Американо-европейский	1		Сибирский	1	1

* В это число включена *Betula sect. Costatae*.

В межледниковой толще озерно-болотных осадков крукеничского разреза по результатам определений растительных тканей, семян, плодов, спор и пыльцы, полученным в процессе выполнения настоящего исследования и имеющимся в литературе (Артюшенко и др., 1967; Боярская и др., 1973), установлено присутствие 76 таксонов видового ранга. Распределение их по географическим элементам было установлено на основании анализа ареалов этих видов по картам масштаба 1:50 000 000 и 1:75 000 000, имеющимся в картотеке палинологической лаборатории Института географии АН СССР. Перечень этих видов, сгруппированных по географическим элементам, приведен в табл. 5 (использована система географических элементов, выработанная В.П. Гричуком, 1961).

Количественные соотношения, показывающие роль географических элементов, установленных в составе флоры Крукеничей (обнажение 2), приведены в табл. 6. Так как количество определенных видов все же невелико, то для уменьшения статистической погрешности процентные соотношения вычислены для четырех укрупненных групп, имеющих основное значение для определения относительного возраста (стратиграфического положения) флоры. Данные о количественных соотношениях основных групп географических элементов позволяют по этому признаку сравнить флору Крукеничей с межледниковыми флорами, стратиграфическое положение которых установлено достаточно надежно. Для этого в табл. 7 приведены данные о флоре всех межледниковых эпох, выделяемых в центральной части Русской равнины и в юго-восточной низменной части Польши. Эти количественные соотношения установлены для коллективных флор, объединяющих материалы основных разрезов данного межледниковья, включая и соответствующие стратотипические разрезы. Для территории Польши приведенные цифровые

Таблица 7

Соотношение географических элементов в межледниковых флорах, число видов в %

Территория	Флоры межледниковых эпох	Число учтенных видов	Географические элементы				Количество вымерших видов, % к числу современных
			палеоарктические*	североамериканский, восточноазиатский и балканско-кавказский	европейский	сибирский	
Центральная часть Русской равнины	Микулинская	120	73	1	23	3	—
	Одинцовская	136	76	5	18	1	—
	Лихвинская	117	72	10	17	1	2
	Венедская	107	69	17	14	—	15
Юго-восточная часть Польши	Эмская	129	69	1	29	1	—
	Мазовецкая	93	67	9	24	—	— (?)
	Тегеленская	111	67	12	21	—	10
Межледниковая флора разреза у с. Крукеничи		76	66	10	23	1	1

* К ним отнесены диффузно-рассеянный, гемикосмополитический элементы и голарктическая и евразийская группа элементов.

данные были рассчитаны В.П. Гричуком (1960), для Русской равнины взяты уточненные расчеты, полученные при учете более поздних исследований.

Сравнивая цифровую характеристику состава флоры Крукеничей с характеристиками других приведенных в табл. 7 межледниковых флор, мы видим, что она почти совпадает с данными по флорам мазовецкого межледниковья Польши, соответствующего лихвинскому межледниковью Русской равнины. Совпадения с характеристиками флор центральной части Русской равнины не отмечается, что достаточно естественно из-за различий географического положения. Но, прослеживая изменение состава флор разных межледниковий этой территории, мы видим, что по составу флора Крукеничей, несомненно, занимает промежуточное положение между венедскими и одинцовскими флорами и наиболее близка к флоре лихвинского межледниковья.

Переходя к рассмотрению возможных сопоставлений спорово-пыльцевой диаграммы озерно-болотной толщи Крукеничей, мы, естественно, исходим из ее датировки, уже полученной в результате анализа флористических материалов. Сравнение отрезка спорово-пыльцевой диаграммы, соответствующего среднему горизонту озерно-болотной толщи (глубина 8,25—9,85 м), с диаграммами стратотипических разрезов межледниковых отложений Русской равнины (Гричук, 1961) показывает, что он может

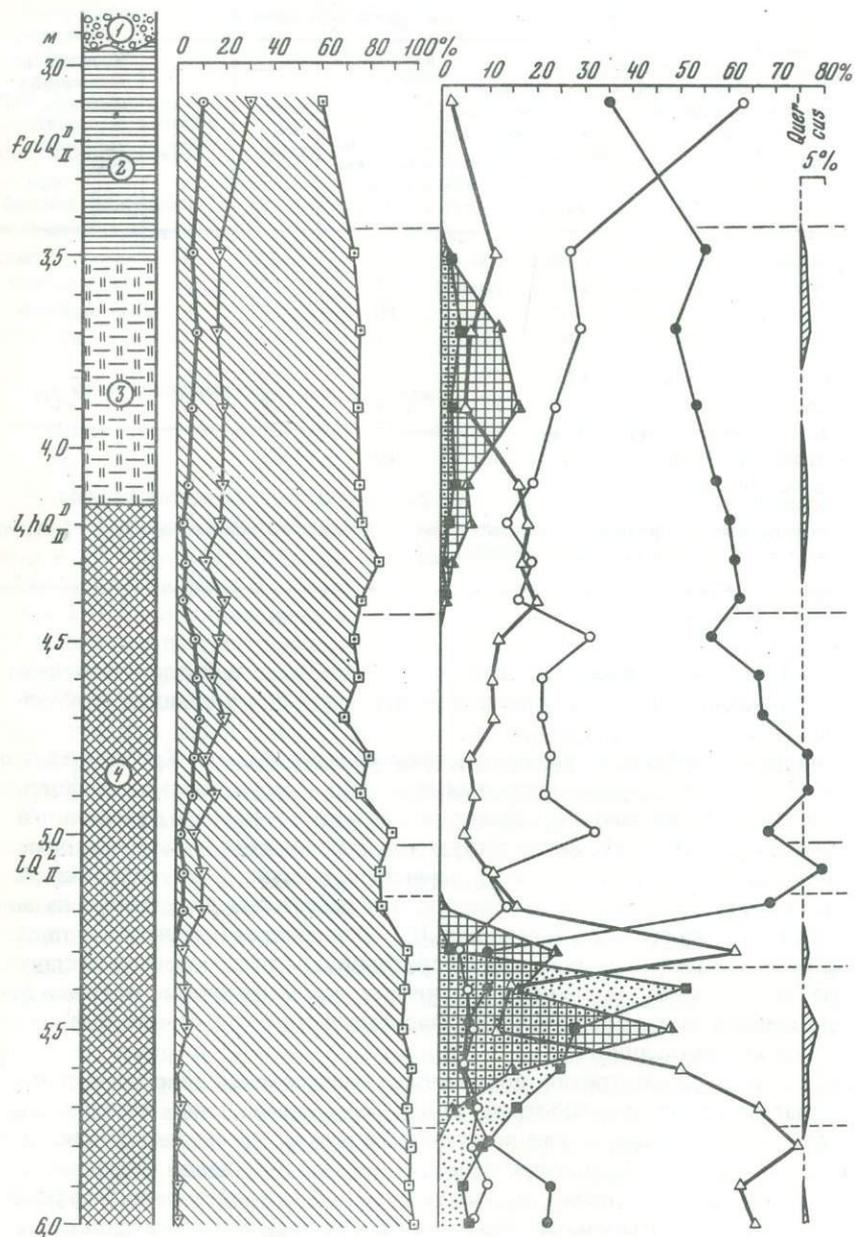
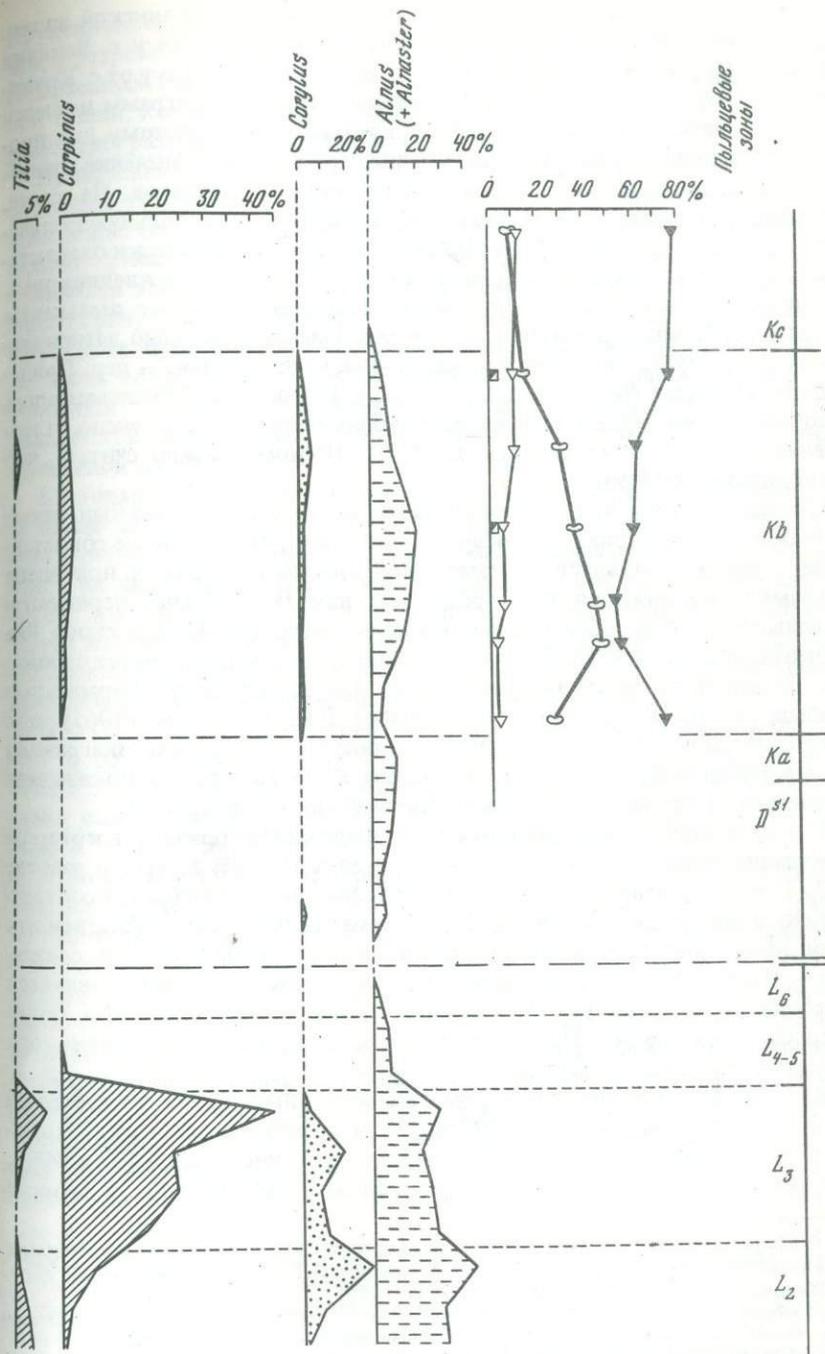


Рис. 4



быть сопоставлен только с диаграммами отложений лихвинской эпохи. Стратотипический разрез отложений этого межледникового у г. Чекалин находится на довольно большом расстоянии к северо-востоку от с. Крукеничи, поэтому в некоторых второстепенных чертах их диаграмм имеются довольно значительные расхождения (Гричук, 1961). Поэтому для проверки правильности такого сопоставления имеет большое значение сравнение с диаграммами более близко расположенных разрезов. На карте, приведенной в работе Н.А. Махнач (1971), указано очень большое количество пунктов в бассейне верхней Припяти, где палеоботанически охарактеризованы отложения александрийского (лихвинского) межледникового. Но по всем этим разрезам получены лишь фрагментарные пыльцевые диаграммы. Ближайший пункт, в котором имеются уверенно датированные и полно представленные александрийские отложения, — дер. Принеманская (бывшая Жидовщица) в районе г. Гродно. По имеющимся здесь выходам древнеозерных отложений опубликовано большое число палеоботанических работ (Якубовская, 1976). Поэтому можно считать, что они полностью изучены.

К сожалению, все полученные по этим отложениям спорово-пыльцевые диаграммы опубликованы с таким уменьшением, что детальное сопоставление с ними становится невозможным. Поэтому на рис. 4 приведена диаграмма, построенная по переданным нам Н.А. Махнач первичным материалам анализа образцов из основной расчистки Колодежного Рва (Щапенко, Махнач, 1959). Нижняя часть диаграммы характеризует отложения лихвинского межледникового, и на ней выделены те формальные "пыльцевые зоны", которые установлены В.П. Гричуком (1961) для отложений этой эпохи на Русской равнине. Сопоставление диаграммы разреза Крукеничей с диаграммой разреза Колодежного Рва показывает большое сходство полученных палинологических характеристик.

В нижней части межледниковых толщ выделяется горизонт, в котором содержание пыльцы ели колеблется в пределах 55–86% в первом разрезе и 57–76% — во втором; содержание пыльцы сосны колеблется соответственно в пределах 7–22 и 10–23%, сумма пыльцы широколиственных пород, представленных в обоих разрезах дубом, липой и грабом, составляет 4–9 и 6–10%. В разрезе Крукеничей уже в этом горизонте появляется в небольших количествах пыльца пихты, отсутствие которой в более северном разрезе у дер. Принеманской в начальную фазу климатического оптимума вполне естественно.

Выше лежит горизонт, в котором содержание пыльцы ели снижается до 6–10% в первом разрезе и 16–20% во втором, резко возрастает содержание пыльцы пихты (до 35 и 48%) и широколиственных пород (37 и 46%). В обоих разрезах среди последней преобладает пыльца граба. В разрезе

Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза озерных отложений александрийского (лихвинского) межледникового в овраге Колодежный Ров у д. Принеманская, бывшая Жидовщица (по материалам Н.С. Махнач, 1959)

Пыльцевые зоны: L₂ — L₆ — лихвинского межледникового; Dst — первой стадии днепровского оледенения; Ка, К_b, К_c — кошинского интерстадиала. Условные обозначения на пыльцевой диаграмме см. рис. 2. Условные обозначения литологических слоев: 1 — песок с галькой; 2 — глина; 3 — торф; 4 — гиттия глинистая

Крукеничей содержание граба достигает всего 24% (почти в 2 раза меньше, чем в разрезе у дер. Принеманская), но, очевидно, слои с максимальным содержанием пыльцы широколиственных пород в той части озерно-болотной толщи, которая вскрыта нашей расчисткой, отсутствуют, возможно в результате размыва (см. описание разреза 2).

Приведенное описание и непосредственное сравнение диаграмм не оставляет сомнений в том, что рассмотренные горизонты практически идентичны. Отмечаемые различия в количественном содержании таксонов можно объяснить различием в географическом положении разрезов. Сравнивая эти диаграммы с диаграммой стратотипического разреза у Лихвина (Гричук, 1961), нетрудно убедиться в том, что на диаграмме разреза Крукеничи представлены пыльцевая зона L_2 и нижняя часть зоны L_3 . Из этого следует, что в проанализированной нами части линзы озерно-болотных отложений представлены осадки только первой половины лихвинской эпохи, притом без ее начального этапа, соответствующего пыльцевой зоне L_1 .

Благодаря тому что в той части озерных отложений Колодежного Рва, которые анализировались Н.А. Махнач (Махнач, Якубовская, 1975), отсутствуют сколько-нибудь длительные перерывы в накоплении осадков¹, на диаграмме очень детально зафиксированы изменения растительности при переходе к эпохе днепровского оледенения и на начальных этапах последней (см. рис. 5). Анализ материалов по разрезам у дер. Принеманской и ряда других показал, что после стадии похолодания, отмечающей начало эпохи днепровского оледенения (на рис. 4 слои на глубине 3,40–5,05 м, в которых полностью отсутствует пыльца широколиственных пород), отчетливо устанавливается эпоха интерстадиального потепления. В эту эпоху в районе среднего течения Немана в небольших количествах опять появляется пыльца таких древесных пород, как граб, дуб, липа и пихта² (см. на рис. 4 слои на глубине 3,40–4,40 м). Этот теплый интервал был выделен В.П. Гричуком (1964) под названием кошинского интерстадиала. Сопоставление отрезка спорово-пыльцевой диаграммы Крукеничей, относящегося к выделяющемуся здесь третьему горизонту озерных отложений (см. рис. 3, глубина 6,40–8,25 м), с верхней частью диаграммы разреза Колодежного Рва (см. рис. 5) показывает наличие очень многих общих черт. Это позволяет с большой степенью уверенности отнести время накопления данного горизонта также к кошинскому интерстадиалу и считать, что перерыв, отделяющий его от лежащей ниже толщи, соответствует самой начальной стадии днепровского оледенения.

Обобщение палинологических материалов по полным разрезам отложений лихвинского межледниковья показало, что в ряде пунктов ниже собственно межледниковых слоев, отделяясь от них слоями, образовав-

¹ Судя по опубликованным спорово-пыльцевым диаграммам, в других частях этой озерной толщи такие перерывы фиксируются в ряде мест.

² Очевидно, пыльца этих сравнительно термофильных пород не результат переотложения. В отложениях аллерёда, т.е. в типичную интерстадиальную эпоху, на этой территории пыльца широколиственных пород также фиксируется регулярно (Гричук, 1961).

Таблица 8

Стратиграфическое сопоставление разрезов отложений лихвинского межледниковья*

Стратиграфические подразделения			Разрез, источник						
			Лихвин, (Гричук, 1961)	Малая Александрия, (Махнач, 1971)	Принеманская, (Цапенко, Махнач, 1959)	Бутенай, (Кондратене, 1962)	Цеханки	Кжесимовские I и II,	Круженичы
Днепровский горизонт	Кошинский интерстадиал (К)	зона с							
		зона b*							
		зона а							
	Начальная стадия оледенения								
Лихвинский горизонт	Конечная фаза	L ₆							
		L ₅							
		L ₄							
	Климатический оптимум	L ₃							
	Начальная фаза	L ₂							
L ₁									
	Финальная стадия оледенения								
Окский горизонт	Швентойский интерстадиал (inst)	зона с							
		зона b*							
		зона а							

* Звездочкой отмечены зоны, соответствующие времени климатических оптимумов соответствующих интерстадиалов.

шимися в явно холодных условиях, залегают озерные осадки, характеризующиеся спорово-пыльцевыми спектрами интерстадиального характера. Эти осадки были обозначены как отложения швентойского интерстадиала — финального интерстадиала эпохи окского оледенения (Гричук, 1964). Они хорошо представлены на спорово-пыльцевой диаграмме разреза озерно-болотных отложений у сел. Бутенай на р. Швентой (Кондратене, 1962). В этом разрезе, являющемся стратотипом бутенайского (лихвинского) межледниковья на территории Литвы, слои, относящиеся к швентойскому интерстадиалу, представлены наиболее полно. Достаточно полно здесь представлены и слои, относящиеся ко времени финальной стадии окского оледенения.

По-видимому, у нас имеется достаточно оснований считать, что нижний горизонт озерной толщи в разрезе Крукеничи, в котором присутствует в очень небольших количествах пыльца термофильных древесных пород (см. рис. 3, слой с глубины 9,85), относится именно к этому интерстадиалу. Основанием для такой трактовки этого горизонта служат в основном геологические данные: несомненная тесная связь седиментационных циклов, определивших накопление первого и второго горизонтов озерной толщи (см. приведенное описание обн. 2).

Сопоставление спорово-пыльцевой диаграммы разреза Крукеничей с диаграммами многочисленных разрезов отложений мазовецкого (лихвинского) межледниковья, изученными польскими исследователями в западной части бассейна Буга, показывает, что, несмотря на значительные различия в участии тех или иных компонентов пыльцевых спектров, корреляция этих отложений достаточно убедительна.

В табл. 8 суммированы итоги проведенных корреляций озерно-болотных отложений, вскрытых у с. Крукеничи, с основными разрезами отложений лихвинского межледниковья в западной части Русской равнины.

* * *

В заключение можно сказать следующее:

1. Вскрывающаяся в гравийном карьере у с. Крукеничи озерно-болотная толща имеет сложное строение и распадается на три достаточно самостоятельных горизонта, формировавшихся в разных условиях осадко-накопления.

2. К собственно межледниковой эпохе относится только средний горизонт. Полученные палеоботанические материалы позволяют отнести его к лихвинскому межледниковью. Эта датировка основывается на результатах самостоятельного анализа фитоценологических (палинологических) и флористических данных.

3. Анализ спорово-пыльцевой диаграммы озерно-болотной толщи и сопоставление ее с диаграммой детально изученных отложений у дер. Принеманская (бывшая Жидовщица) показывает, что в разрезе Крукеничи межледниковые отложения (средний горизонт изученной толщи) относятся к пыльцевым зонам L_2 и L_3 (последняя зона представлена не полностью). Таким образом, здесь представлены, и притом неполно, отложения лишь первой половины межледниковой эпохи.

4. Нижний горизонт озерной толщи сопоставляется со швентойским интерстадиалом — заключительным интерстадиалом эпохи окского оледенения, верхний горизонт — с кошинским интерстадиалом, относящимся к началу эпохи днепровского оледенения (Гричук, 1964). Таким образом, в изученной толще отсутствуют осадки значительных по времени интервалов. Связано ли это со столь же длительными перерывами в процессе седиментации или же с частичными внутриформационными размывами, по имеющимся материалам установить невозможно.

5. Полученные материалы дают достаточно оснований считать, что подстилающие озерно-болотную толщу флювиогляциальные галечники, содержащие смешанный, карпатский и скандинавский обломочный материал, формировались в эпоху, предшествовавшую лихвинскому межледниковью, т.е. в эпоху окского (краковского) оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшенко О.Т., Христофорова Т.Ф., Карева О.В. Миндель-рисские межледниковые торфовище в окрестностях с. Крученичи Львовской области. — Укр. бот. журн., 1967, т. 24, № 4.
- Боярская Т.Д., Добродеев О.П., Муратова М.В. Палеогеографические условия времени накопления плейстоценовых отложений близ с. Крученицы. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1973, № 3.
- Величкевич Ф.Ю. Антропогенные семенные флоры Белоруссии и смежных областей. Минск: Наука и техника, 1973.
- Геренчук К.И., Демидюк М.С., Зденюк М.В. До четвертинної палеогеографії Саньско-Дністровського межиріччя. — В кн.: Палеогеографічні умови території України в пліоцені та антропогені. Київ: Наукова думка, 1966.
- Гричук В.П. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 77 (Матер. по геоморфол. и палеогеогр. СССР, вып. 21.) М., 1959.
- Гричук В.П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов. — В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 4. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- 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.
- Гричук В.П. Межстадиальные эпохи и проблема детального стратиграфического расчленения четвертичных отложений. — В кн.: Тезисы докладов к Всесоюзному совещанию по изучению четвертич. периода, сентябрь, 1964 г. Секция стратиграфии. Новосибирск, 1964.
- Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. М.: Наука, 1969.
- Гричук В.П. Итоги палинологического изучения континентального плейстоцена и историко-флористические критерии его стратиграфического расчленения. — В кн.: Проблемы палинологии: Труды III Междунар. палинел. конфер. М.: Наука, 1973.
- Дорофеев П.И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области. — В кн. Матер. по истории флоры и растительности СССР, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 4.
- Кондратене О.П. Новые разрезы миндель-рисских межледниковых образований в Литве: (Резюме). — Труды АН ЛитССР. Сер. Б, 1962, т. 2 (29).
- Кондратене О.П. Особенности образования межледниковых отложений в с. Крученичи и основные закономерности развития растительности западной части Русской равнины в Лихвинском межледниковье. — В кн.: V Всесоюзн. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений: Тезисы докладов. Киев: Наукова думка, 1976.
- Махнач Н.А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск: Наука и техника, 1971.
- Махнач Н.А., Якубовская Т.В. Об ископаемой флоре и растительности Колодежного Рва. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. Минск: Наука и техника, 1975.
- Соколов С.Я., Связева О.А. География древесных растений СССР. М.; Л.: Наука, 1965 (Деревья и кустарники СССР, т. 7).

Цапенко М.М., Махнач Н.А. Антропогенные отложения Белоруссии. Минск: Изд-во АН БССР, 1959.

Шатилова И.И. Палинологическая характеристика куяльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. Тбилиси: Мецниереба, 1967.

Якубовская Т.В. Палеогеография лихвинского межледникового гродненского Понеманья. Минск: Наука и техника, 1976.

Brem M. Flora interglacialna z Ciechanek Krzesimowskich. — Acta geol. pol., 1953, t. 3.

Grichuk V.P. Review of history of the forest flora of extra-tropical Eurasia in Quaternary. — In: Proc. IVth Intern. Palynol. Conf., 1977 (in press).

Schmucker T. La distribution des espèces arboretes de la zone septentrionale tempérée. Berlin, 1942.

Środoń A. O niektórych zagadnieniach dotyczących paleobotaniki i stratygrafii czwartorzędu w Polsce. — Kwart. geol., 1962, N 6.

Środoń A. Vitis silvestris Gmel. in the interglacial flora at Suszno on the river Bug (East Poland). — Acta paleobot., 1965, vol. 6, N 1.

Środoń A., Golabova M. Pleistocenska Flora z Bedlna. — Biul. Inst. geol., 1956, t. 7. N 100.

УДК 551.791; 56.017.2 (470.3)

Э.М. ЗЕЛИКСОН, М.Х. МОНОСЗОН

ФЛОРА И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ БАССЕЙНА ОКИ В ИНТЕРСТАДИАЛЬНЫЕ ЭПОХИ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

В связи с проводимым в Институте географии АН СССР комплексным изучением палеогеографии перигляциальных районов нами был выполнен детальный спорово-пыльцевой анализ среднеплейстоценовых отложений из разрезов Крутицы и Тырново, расположенных в среднем течении Оки. В результате исследований были получены палинологические и флористические материалы, позволяющие охарактеризовать флору и растительность соответствующих временных интервалов, а также сделать определенные палеогеографические выводы.

Разрез Крутицы расположен на правом берегу Оки, в 7 км от пос. Шилово Рязанской области вверх по течению. Общая протяженность обнажения, вскрывающего отложения третьей надпойменной террасы, до 4 км. Разрез описан сотрудником ИГ АН СССР В.П. Ударцевым, им же отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ.

Третья надпойменная терраса сложена в основном песками, в интервале 6–8,2 м от поверхности — суглинками. На глубине 2,3 м от поверхности в разрезе зафиксирована ископаемая почва мезинского комплекса с хорошо выраженными эпигенетическими мерзлотными деформациями. На глубине 14,5 м в толще песков залегает линза старичных отложений. Она асимметричного строения, ее левый борт (нижний по течению) более пологий, правый — более крутой, видимый диаметр линзы 50–60 м.

В верхней части старичные отложения представлены оранжево-бурым песком с прослоями темно-серого суглинка и торфа, с включениями многочисленных неразложившихся растительных остатков. Слой сильно перемят, граница с лежащими выше светло-серыми песками нарушена мерзлотными деформациями. Мощность слоя 0,6 м. Он подстилается сло-

Судя по диаграмме, в период существования старицы прилегающая территория была занята лесами, эдификаторами которых были сосны (*P. silvestris* и *P. sibirica*), березы и лиственница. Такие леса свойственны сейчас суровым, континентальным районам Сибири, а также высокогорным поясам Альп и Карпат, где они образованы европейскими видами *Larix* и *Pinus sect. Cembra*. В климатических условиях, присущих таким местообитаниям, не могли существовать многие виды, остатки которых определены в исследованных отложениях, прежде всего европейские широколиственные древесные породы. В то же время полностью отрицать возможность совместного обитания лиственницы и широколиственных пород нельзя, так как на Дальнем Востоке известны лиственничные леса с участием специфических дальневосточных видов липы, дуба и вяза. Поэтому ключевое значение для палеофитоценотической и палеоклиматической интерпретации полученных данных имеет вопрос о том, синхронна ли осадкам или находится во вторичном залегании присутствующая в отложениях пыльца дуба, вяза, липы, граба и бука.

Наличие в аллювиальных отложениях переотложенных пыльцевых зерен и спор вполне закономерно: они поступали в осадки в результате размывания пород более древнего возраста. О том, что в период формирования исследованных отложений этот процесс был достаточно интенсивным, свидетельствует присутствие пыльцы и спор каменноугольного, юрского, раннемелового, и плиоценового возраста. Но плиоценовая флора Восточной Европы включала не только виды растений, не произраставшие здесь в четвертичное время, но и виды сохранившиеся и в четвертичной флоре. К их числу относятся, в частности, широколиственные древесные породы. Поэтому естественно предположить, что пыльца широколиственных пород переотложена из плиоценовых отложений и находится в исследуемых осадках во вторичном залегании.

Проверить это предположение можно при выявлении соотношения пыльцы третичных и широколиственных древесных пород в плиоценовых осадках бассейна Оки, которые могли быть источником переотложенного материала, и в исследуемых осадках.

На рис. 2 показано соотношение пыльцы широколиственных пород и третичных экзотов в верхнеплиоценовых отложениях погребенных долин Егорьевского района Московской области (Махлина, 1965) и в отложениях исследуемого разреза. Оно свидетельствует о достаточно полной их аналогии. Точки, характеризующие соотношение числа пыльцевых зерен широколиственных и третичных пород в спектрах разреза Крутицы, вписываются в поле точек, показывающих соотношение этих пород в верхнеплиоценовых отложениях, хотя абсолютные величины в первом случае, естественно, ниже.

Этот факт, по нашему мнению, — достаточно веское доказательство того, что пыльца широколиственных пород в исследованных осадках переотложена из верхнеплиоценовых отложений.

В связи с этим возникает вопрос о том, не переотложена ли из осадков верхнего плиоцена также и пыльца сосны (полностью или частично). Как известно, осадки этого возраста характеризуются очень большим содержанием пыльцы сосны, основную массу которой составляет пыльца сосен

Рис. 2. Соотношение пыльцы европейских широколиственных и третичных древесных пород в верхнеплиоценовых отложениях Московской области (1) и в отложениях разреза Крутицы (2)

x — число пыльцевых зерен широколиственных древесных пород; y — число пыльцевых зерен *Taxodium*, *Sequoia*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*

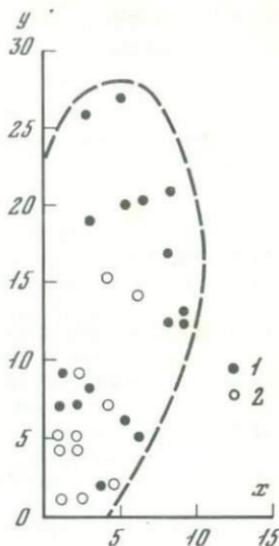
секции *Eupitys*, очень близких к *P. silvestris*. Однако специальные подсчеты показали, что четкой корреляции между содержанием пыльцы сосны и количеством переотложенных форм в старичных отложениях разреза Крутицы не наблюдается и, следовательно, переотложенная пыльца сосны заметной роли в спектрах не играет.

Труднее решить вопрос о некоторых термофильных водных растениях, пыльца которых также обнаружена в исследованных отложениях: *Stratiotes aloides*, *Nymphaea alba*, *Hydrocharis morsus-ranae*, *Azolla*. Массулы *Azolla* в плиоценовых отложениях Егорьевского района отмечены не были, пыльца остальных видов в них присутствует. Термофильность *Azolla*, по-видимому, не столь уж велика, на западе Северной Америки она встречается высоко в горах. Нахождение во вторичном залегании других названных видов вполне вероятно, но, так как их произрастание определяется локальными условиями, для выяснения того, находится ли их пыльца в исследованных отложениях *in situ* или переотложена из более древних отложений, метод вариограмм неприменим.

Основную часть флористического комплекса, выявленного в разрезе Крутицы, составляют умеренные бореальные и широко распространенные виды, однако присутствуют и микротермы, в том числе виды,* ныне свойственные преимущественно восточным континентальным районам (*Larix*, *Alnaster fruticosus*, *Pinus sibirica*, *Thalictrum contorum* и др.).

Поскольку рассматриваемая ископаемая флора выделена из старичных отложений, то вполне естественно, что в ней широко представлены виды водных, прибрежно-водных и прочих долинных местообитаний. Показательно, однако, присутствие значительного числа видов светлохвойных, мелколиственных и смешанных лесов, а также видов степных ценозов.

Как уже упоминалось, спорово-пыльцевые спектры исследованных отложений характеризуются значительным содержанием пыльцы древесных пород при подчиненном значении пыльцы трав и спор (см. рис. 1). Только в верхней части толщи наблюдается снижение роли пыльцы древесных и соответственно возрастание содержания пыльцы трав. В целом спектры по всему разрезу очень сходны между собой, но, используя некоторые различия не столько в их составе, сколько в соотношении



компонентов внутри групп, в разрезе можно выделить следующие формальные пыльцевые зоны (снизу вверх):

- I — 18,95–15,95 м Спектры лесного типа характеризуются подавляющим преобладанием пыльцы древесных. В этом интервале можно выделить подразделения второго порядка.
- а — 18,55–18,95 м Спектры характеризуются резкими колебаниями содержания пыльцы сосны и березы. Пыльца кустарниковых берез встречается чаще, чем выше по разрезу; присутствует пыльца ольховника, а также пихты.
- б — 17,95–18,55 м Преобладает пыльца березы, несколько возрастает содержание пыльцы трав, сокращается содержание пыльцы кустарниковых берез.
- в — 16,75–17,95 м Содержание пыльцы сосны и березы примерно одинаково, несколько сокращается содержание пыльцы лиственницы.
- г — 15,95–16,75 м Преобладает пыльца березы (и споры), увеличивается частота встречаемости пыльцы кустарниковых берез.
- II — 15,15–15,95 м Сокращается содержание пыльцы древесных пород, возрастает содержание пыльцы трав. Четкие максимумы образует пыльца ели, серой ольхи, встречается пыльца ольховника.

Таким образом, полученные данные показывают, что в период формирования исследованных отложений на водоразделах были широко распространены леса, эдификаторами которых были сосна обыкновенная, березы, лиственница и сосна сибирская. Состав лесов оставался постоянным в течение всего рассматриваемого периода, изменялось лишь соотношение в них сосны и березы.

В периоды, когда в составе лесов господствовала береза, отмечается некоторое возрастание содержания пыльцы трав, что вполне естественно объясняется проникновением разнотравья под полог мелколиственных лесов.

Широкое распространение хвойных лесов подтверждается постоянным присутствием в спектрах пыльцы и спор видов — спутников этих лесов: *Ericales*, *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*. Темнохвойные формации на плакорах, по-видимому, отсутствовали. Пыльца ели по всему разрезу, кроме самой верхней части, представлена единичными зернами, следовательно, условия были малоблагоприятны для ее произрастания. В таких случаях ель обычно тяготеет к речным долинам. Еще реже, чем ель (только в нижней части разреза), отмечена пыльца пихты. Мы не располагаем данными, позволяющими с уверенностью установить, синхронна ли она осадкам или находится во вторичном залегании.

Несмотря на столь резкое преобладание в спектрах пыльцы древесных пород, имеются основания предполагать наличие остепненных участков на плакорах, возможно на засоленных грунтах, по крайней мере в первой половине рассматриваемого периода. Об этом свидетельствует присутствие в спектрах этого интервала пыльцы галоксерофильных полыней из подрода *Seriphidium* и *Artemisia laciniata*.

В спектрах верхнего отрезка диаграммы (пыльцевая зона II) отмечается возрастание содержания пыльцы серой ольхи, ольховника и кустарниковых берез. Логично предположить, что, в то время как распространение ольховника и кустарниковых берез свидетельствует о наступившем похоло-

лодании, увеличение частоты встречаемости пыльцы серой ольхи обусловлено локальными причинами: ольха поселилась на заросшей старице. Однако это не единственно возможное объяснение. Так как в этом же интервале возрастает содержание пыльцы термофильной *Alnus glutinosa* и ели — пород, пыльца которых в изобилии присутствует в межледниковых отложениях, в частности лихвинских, вполне вероятно, что пыльца серой ольхи вместе с ними могла быть переотложена из осадков этого возраста. Таким образом, происхождение пыльцы серой ольхи в этих спектрах остается неясным.

Как известно, на основании изучения современного распространения сибирских видов, в качестве реликтов встречающихся в островных местобитаниях на Русской равнине, И.М. Крашенинников (1937) и Ю.Д. Клеопов (1941) пришли к выводу о том, что в ледниковые эпохи плейстоцена на свободных от льда территориях Восточной Европы был распространен своеобразный флористический комплекс, сибирский по происхождению, для видов которого характерны четкие систематические связи с сибирским флористическим центром. Ведущими компонентами этого комплекса были береза и особенно лиственница, которая хорошо развивается в обстановке резко континентального климата и в таких условиях успешно конкурирует с темнохвойными породами (широколиственные породы в таких условиях не произрастают).

Члены этого комплекса формировали своеобразные сосново-березово-лиственничные леса со специфическими видами трав в наземном покрове. В зависимости от физико-географической ситуации эти леса занимали водоразделы сплошь или чаще в комплексе с участками степных ценозов. Последние, как указывал И.М. Крашенинников, отличались от фитоценозов современных восточноевропейских степей не только флористическим составом, но и характером биоморф. Ближайшие аналоги плейстоценовой растительности этого типа — современная южноуральская сосново-лиственнично-березовая лесостепь и прилегающая к ней лесная область с насаждениями из тех же древесных пород, а также сосново-лиственнично-березовая лесостепь южной части горной Сибири и Северной Монголии. И.М. Крашенинников видит в них древние образования, воскрешающие основной характер растительных ландшафтов, которые были свойственны относительно холодным и сухим эпохам плейстоцена.

У нас есть все основания полагать, что в описанных спорово-пыльцевых спектрах отражен этот тип растительности.

Разрез Тырнов о расположен на правом берегу Оки, в устье Тырновки. Ранее он был изучен Г.В. Обедиевской (1948), которая приводит и результаты спорово-пыльцевого анализа.

Согласно описанию В.П. Ударцева, в береговом обрыве террасовидной поверхности, являющейся, по мнению А.А. Асеева (1959), третьей террасой, обнажается толща флювиогляциальных песков, которые залегают на цоколе, сложенном юрскими глинами. На глубине 14,75 м от поверхности под слоем суглинистого песка зеленоватого цвета мощностью 0,9 м залегает линза старичных отложений мощностью около 1 м, достигающая по простиранию 200 м. Старичные отложения представлены торфом с вклю-

чениями крупных остатков растений вплоть до ветвей и стволов деревьев. Торф подстилается прослоем супеси, обогащенной растительными остатками, мощностью 0,3 м, и горизонтом песка с включением валунов кристаллических пород в его нижней части, который контактирует с юрскими глинами.

Спорово-пыльцевому анализу были подвергнуты образцы из всех четырех указанных горизонтов, но в образцах из нижнего горизонта песка были выявлены лишь единичные пыльцевые зерна и споры. Очень беден пылью и спорами и образец из верхней части опробованной толщи. В остальных образцах, в том числе и в торфе, пыльца и споры содержались в небольшом, но достаточном для анализа количестве. В некоторых интервалах пыльца и споры были плохой сохранности, что препятствовало проведению видовых определений. В силу этих обстоятельств видовой состав флоры выявлен, по-видимому, далеко не полно.

Всего определено 49 видов. В общий список (табл. 2) включен один род — *Larix*.

Необходимо отметить очень небольшое содержание в образцах переотложенных мезозойских пыльцевых зерен и спор. Пыльца третичных древесных пород, отсутствовавших на территории Русской равнины в плейстоцене, не обнаружена. Пыльца широколиственных древесных пород отмечена в некоторых образцах в виде единичных зерен, несколько чаще встречается пыльца орешника. Показательно, что содержание пыльцы широколиственных пород и орешника возрастает в образцах, отобранных из основания слоя супеси, подстилающего старичные отложения. Наблюдающееся здесь же повышенное содержание пыльцы кустарниковых берез, несомненно, свидетельствует о более холодных условиях в период формирования этих осадков по сравнению с более поздним временем; термофильные широколиственные древесные породы и орешник не могли существовать в таких условиях, и, следовательно, их пыльца находится здесь во вторичном залегании.

Характер спорово-пыльцевой диаграммы (рис. 3, см. вкладку) позволяет, руководствуясь изменениями общего состава спектров, выделить следующие формальные пыльцевые зоны:

- I — 15,2–15,8 м — Спектры характеризуются примерно равным содержанием пыльцы древесных пород и трав.
- II — 13,9–15,2 м — Спектры характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород и небольшим содержанием пыльцы трав.

Примерно равное содержание пыльцы трав и пыльцы древесных пород в образцах из нижней трети исследованной толщи (пыльцевая зона I) показывает, что в период формирования супесей и в начале торфообразования лесные ценозы на водоразделах были распространены ограниченно. Судя по соотношению компонентов в группе пыльцы древесных пород, вначале господствовала береза, затем уступившая ведущую роль сосне. В некоторых образцах отмечена пыльца лиственницы, что свидетельствует о ее произрастании в районе исследований, хотя она и не играла такой роли в растительности, как в период накопления старичных отложений разреза Крутицы.

Таким образом, в рассматриваемый временной интервал в бассейне Оки лесные ценозы были представлены березовыми и светлохвойными (сосна, лиственница) лесами. Их характер уточняется благодаря присутствию в отложениях значительного количества спор папоротника -орляка (*Pteridium aquilinum*), свойственного светлым, разреженным сосновым, смешанным сосново-березовым и некоторым типам березовых лесов. Тот факт, что максимумы кривой содержания спор папоротника -орляка совпадают с возрастанием содержания пыльцы сосны и соответственно с падением содержания пыльцы березы, показывает, что этот папоротник в описываемых условиях был связан преимущественно с сосновыми лесами.

Темнохвойно-таежные ценозы в период, соответствующий пыльцевой зоне I, существенной роли, по-видимому, не играли. Пыльца ели присутствует в небольшом количестве и не во всех образцах, пыльца *Pinus sibirica* встречается несколько чаще, но содержание ее также незначительно.

Данные для характеристики травянистых ценозов водоразделов, к сожалению, весьма скудные. В группе пыльцы трав в этом интервале преобладает пыльца злаков и полыней, причем показательно присутствие пыльцы полыней подрода *Seriphidium*, виды которого — четко выраженные ксерофиты, часто галоксерофиты — выступают эдификаторами зональных сообществ. Выше по разрезу пыльца полыней этого подрода не встречается. В спектрах, относящихся к пыльцевой зоне I, обнаружена также пыльца ряда видов — обитателей солонцеватых (реже незасоленных) степей: *Artemisia laciniata*, *Eurotia ceratoides*, *Chenopodium acuminatum*, *Kochia prostrata*, *K. laniflora* и др. Нужно учитывать, однако, что эти виды могут селиться также и на грунтах с нарушенным или несформированным почвенным покровом, а местообитания такого типа — достаточно частое явление в условиях речной долины.

В частности, тот факт, что пыльца типичного галоксерофита *Kochia prostrata*, избегающего незасоленных грунтов, обнаружена только в одном образце, отобранном из подошвы слоя старичных отложений, можно объяснить тем, что в связи с образованием старицы на прилегающем участке, возможно, повысился уровень грунтовых вод и зона капиллярного поднятия достигла поверхности почвы. В условиях сухого климата это привело бы к увеличению испарения, что вызвало бы накопление солей в поверхностном слое грунта. Так могли сформироваться местообитания, пригодные для *Kochia prostrata*, однако впоследствии она была вытеснена более конкурентноспособными в данных условиях видами.

Как видно из списка видов, приведенного в табл. 2, среди растений, пыльца которых обнаружена в исследованных отложениях, большая часть относится к компонентам долинных ценозов: прибрежных зарослей кустарников, влажных лугов, в том числе на засоленных почвах, а также группировок и открытых сообществ на галечниках, песчаных и глинистых грунтах с нарушенным или несформированным почвенным покровом. Обращает внимание отсутствие видов, свойственных водоемам. Очень скудно представлены болотные виды: определена лишь пыльца рогаза

а к предшествующим периодам, когда сфагновые мхи расселялись на новых территориях. Можно предположить, что в спорово-пыльцевых спектрах из подошвы слоя песка отражен этап расселения сфагнов на прилегающей площади.

Сравнение материалов, полученных по разрезам Крутицы и Тырново, показывает, что, несмотря на большое число общих видов (39), и, следовательно, сходство флоры, растительность бассейна Оки в период формирования осадков, присутствующих в этих разрезах, была различной: в первом случае это были сосново-березово-лиственничные леса, во втором — сосново-березовая лесостепь с небольшим участием лиственницы в лесных сообществах, позднее сменившаяся лесами из этих же пород и темнохвойными ценозами.

Такая растительность свойственна территориям с холодным и континентальным климатом. Из видов, определенных в разрезе Крутицы, наибольшее число обитает сейчас совместно (в разных фитоценозах, но на одной территории) на Алтае и на Южном Урале, а наибольшее число видов флоры разреза Тырново — на Южном Урале и в Карпатах. Такое расположение центров современной концентрации видов рассматриваемых флор, с одной стороны, подчеркивает их различия, а с другой — указывает на их отличие от флор валдайских интерстадиалов (центр современной концентрации видов валдайских флор находится на Алтае).

Для определения ранга исследованных флор были использованы критерии, предложенные В.П. Гричуком (1969).

1. Роль континентальных флористических элементов: они свойственны гляциальным флорам и отсутствуют в межледниковых.

В рассматриваемых ископаемых флорах виды, свойственные в настоящее время районам с более континентальным климатом, чем климат бассейна Оки, достаточно многочисленны. В пределах северной Азии расположены ареалы *Artemisia laciniata*, *Artemisia sericea*, *Chenopodium acuminatum*, определенных в разрезе Тырново, *Thalictrum contortum*, *Corispermum sibiricum*, а также общих с флорой Тырново *A. laciniata*, *Ch. acuminatum*, определенных в разрезе Крутицы. В северной Азии, захватывая северо-восток европейской части СССР, расположены ареалы *Larix*, *Abies*, *Pinus sibirica*, *Alnaster fruticosus*, причем родственные им формы произрастают в европейских горах — в Альпах, на Карпатах.

2. Роль элементов лесных формаций: они господствуют в межледниковых флорах, а в ледниковые эпохи их роль изменяется в значительных пределах — от явного преобладания над элементами травянистых формаций (в оптимальные интервалы интерстадиалов) до полного отсутствия (в стеногляциальных флорах).

Во флорах из разрезов Крутицы и Тырново виды лесных формаций преобладают, в отдельные периоды играют роль во всяком случае не меньшую, чем элементы травянистых ценозов.

3. Роль элементов тундровых формаций: они отсутствуют в межледниковых и интерстадиальных флорах, представлены в межфазиальных и стеногляциальных. В рассматриваемых флорах их нет.

4. Характер наиболее термофильных элементов: во флорах разрезов Крутицы и Тырново представлены преимущественно бореальные виды, что характерно для интерстадиальных флор.

5. Участие термофильных элементов: в межледниковых флорах оно гораздо больше, чем в климатическом оптимуме голоцена на этой же территории, в интерстадиальных флорах — значительно меньше, в ледниковых флорах других типов термофильных элементов нет.

В рассматриваемых флорах степень участия термофильных элементов по сравнению с их участием в климатический оптимум голоцена значительно меньше. Даже если предположить, что мнение о вторичном залегании пыльцы широколиственных пород в исследованных отложениях ошибочно и эту пыльцу следует включить в комплекс, синхронный вмещающим отложениям, то и тогда общее содержание пыльцы термофильных элементов в этом комплексе будет несравненно ниже, чем в спектрах из пойменных отложений Оки, соответствующих климатическому оптимуму голоцена. По данным А.А. Асеева (1959), пыльца широколиственных пород составляет в этих отложениях более 30%.

6. Современные аналоги зональных типов растительного покрова рассматриваемых эпох расположены в районах с более континентальным климатом, что также указывает на принадлежность исследованных ископаемых флор к интерстадиальной эпохе (аналогичные типы растительности в Карпатах свойственны высокогорным территориям).

Перечисленные признаки исследованных флор, несомненно, свидетельствуют об их интерстадиальном характере. Вместе с тем, как уже упоминалось, некоторые свойства рассматриваемых флоры и растительности отличают их от хорошо изученных флоры и растительности валдайских интерстадиалов. В ту интерстадиальную эпоху, когда накапливались старичные отложения разреза Крутицы, климатические условия, несомненно континентальные, тем не менее обеспечивали существование своеобразной лесной растительности. Аналогичная растительность в эпоху валдайского оледенения нам неизвестна, по-видимому, потому, что в интервалы с наиболее континентальным климатом лесная растительность деградировала.

В эпоху, когда формировались старичные отложения разреза Тырново, климат был, по-видимому, менее континентальным и более влажным, о чем свидетельствует значительно меньшее участие лиственницы в составе лесов, а также появление ели во вторую половину периода, отраженного на спорово-пыльцевой диаграмме.

Показательно, что в спорово-пыльцевых спектрах обоих разрезов пыльца ольховника присутствует только в основании и кровле исследованной толщи. В спектрах интерстадиальных отложений валдайского оледенения она присутствует более или менее постоянно по всему разрезу. Современный ареал этого кустарника приурочен к области распространения многолетней мерзлоты, поэтому такое распределение его пыльцы в осадках следует расценить как указание на то, что многолетняя мерзлота была развита только в самом начале и в самом конце времени накопления исследованных осадков. В интерстадиальные эпохи валдайского оледенения многолетняя мерзлота сохранялась.

Особенности флоры и растительности интерстадиальных эпох среднего и позднего плейстоцена объясняются закономерностями природного процесса в плейстоцене, выявленными А.А. Величко (1973). Эти закономерности обуславливали постоянное снижение температур и влажности климата на втором этапе развития природы (от первых покровных оледенений до интервала 30–35 тыс. лет назад) и резкое нарастание континентальности климата на третьем, последнем этапе, предшествующем современной эпохе. Изложенные материалы свидетельствуют о значительно меньшей континентальности климата в интерстадиальные эпохи среднего плейстоцена по сравнению с валдайскими. Об этом говорит и расположение центров современной концентрации видов — компонентов соответствующих флор. Этим методом выявляется несколько бóльшая степень континентальности климата в эпоху накопления старичных отложений разреза Крутицы по сравнению с разрезом Тырново, что, возможно, объясняется тем, что отложения разреза Тырново старше по возрасту. Вместе с тем заметная деградация лесной растительности в начале времени накопления осадков этого разреза, очевидно, обусловлена относительно близким расположением границы ледника.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А.А.* Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Гричук В.П.* Гляциальные флоры и их классификация. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. М.: Наука, 1969.
- Клеопов Ю.Д.* Основные черты развития флоры широколиственных лесов европейской части СССР. — В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. Т. I. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941.
- Крашенинников И.М.* Анализ реликтовой флоры Южного Урала в связи с историей растительности и палеогеографией плейстоцена. — Сов. ботаника, 1937, № 4.
- Махлина М.Х.* Неогеновые отложения Егорьевского района Подмосковья. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 3.
- Обедиентова Г.В.* Материалы по геоморфологии и палеогеографии южной Мещеры. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1948, т. 42.

УДК 599.323.4; 591.431.4

А.К. МАРКОВА

ИЗМЕНЕНИЕ МОРФОЛОГИИ ЗУБОВ ВОДЯНЫХ ПОЛЕВОК НА ПРОТЯЖЕНИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Анализ характера строения зубов ископаемых водяных полевок *Arvicola* на протяжении плейстоцена по материалам из местонахождений Приднепровья и бассейнов Оки и Дона позволил выявить некоторые эволюционные изменения этого рода, отразившиеся в морфологии зубов.

Наиболее древний материал был получен из местонахождений Приднепровья. В нашем распоряжении имелись также материалы из местона-

хождений Дона и Оки, полученные сотрудником ИГ АН СССР В.П. Ударцевым. Приведем краткую геологическую характеристику этих месторождений.

Гуньки I (Левобережье Среднего Днепра) — болотные отложения типа сапропелей, залегающие под зеленоватыми пресноводными суглинками, выше которых отмечен горизонт гидроморфной почвы, I доднепровской почвы, морены днепровского возраста и верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной толщи.

Гуньки II (Левобережье Среднего Днепра) — зеленоватые пресноводные суглинки, залегающие выше болотных отложений (Гуньки I), под гидроморфной почвой.

Чигирин (Правобережье Среднего Днепра) — толща аллювиальных песков, выше которых прослеживается ископаемая почва, перекрытая мореной днепровского возраста и верхнеплейстоценовой лёссово-почвенной серией.

Пивиха (Левобережье Среднего Днепра) — сильно дислоцированные пески, перекрытые пресноводными суглинками и мореной днепровского возраста.

Верхняя Еманча (Правобережье Дона) — толща болотных отложений, залегающая над горизонтом моренных суглинков и перекрытая лёссово-почвенной серией.

Троица (Ясаково) I — останец русловых песков, прислоненных к четвертой надпойменной террасе Оки.

Троица (Ясаково) II — старично-болотные отложения, залегающие в основании второй надпойменной террасы Оки.

Лучки — аллювиальные пески однолессовой террасы Днепра (возрастной аналог боровой террасы).

В Троице, расположенной в бассейне средней Оки, В.П. Ударцевым были собраны кости мелких млекопитающих из нескольких точек. В двух из них обнаружены остатки водяных полевок. В Троице II были обнаружены следующие виды грызунов: *Insectivora*: Soricidae gen.; *Lagomorphia*: Ochotona sp.; *Rodentia*: Citellus sp.; Clethrionomys sp., Lemmus sibiricus Kerr, Dicrostonyx sp., Arvicola terrestris L., Lagurus cf. lagurus Pall; Microtus oeconomus Pall. В Троице I — *Insectivora*: Soricidae gen.; *Lagomorphia*: Ochotona sp.; *Rodentia*: Citellus sp., Clethrionomys sp., Lemmus sibiricus Kerr, Dicrostonyx sp., Arvicola chosaricus Alex., Lagurus cf. posterius Zagh., Lagurus cf. lagurus Pall., Microtus oeconomus Pall., M. gregalis Pall., Microtus sp.

Анализ ископаемого материала из наиболее древних днепровских местонахождений — Чигирин, Гуньки и Пивиха — позволил выявить некоторые характерные черты архаичных водяных полевок¹.

Прежде всего зубы Arvicola имеют очень мелкие размеры, не отличающиеся от размеров поздних Minomys типа M. intermedius (табл. 1, рис. 1). Для строения жевательной поверхности M₁ характерна значитель-

¹ Костные остатки водяных полевок из разреза Пивиха имеют различную окраску. Мы их разбили по этому признаку на две группы: светлые остатки обозначены на рисунках как Пивиха I, темные — как Пивиха II.

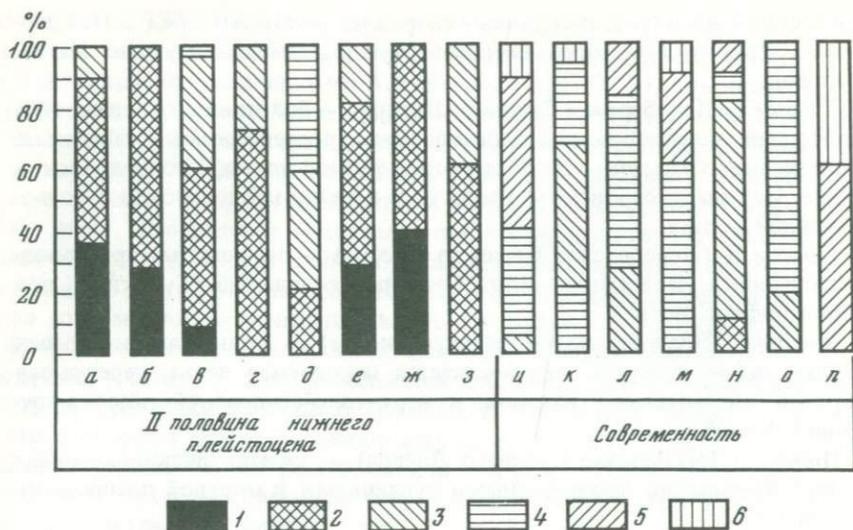


Рис. 1. Длина M_1 (мм) современных и ископаемых водяных полевок
 1 — длина M_1 в интервале 3,0–3,2 мм; 2 — то же, 3,3–3,4 мм; 3 — то же, 3,6–3,8 мм; 4 — то же, 3,8–4,1 мм; 5 — то же, 4,2–4,4 мм; 6 — то же, 4,5–4,7 мм; а — Гуньки I, б — Гуньки II, в — Чигирин, г — Пивиха I, д — Пивиха II, е — Верхняя Еманча, ж — Стрелица, з — Александровка, и — Липовое, к — Краснодарский край, л — Украина (Станиславская обл., Полтавская, Киевская), м — Новосибирская обл., н — Архангельская обл., о — Чешская губа, п — полуостров Ямал

ная изменчивость. Встречаются экземпляры с хорошо выраженной мимомисной складкой (рис. 2, А — 1–9; Б —, 1–4). На некоторых экземплярах отмечается асимметричная передняя непарная петля, наклоненная кнаружи и почти отчленяющая внутреннее пространство типа марки (см. рис. 2; 10, 11). Большая часть экземпляров имеет строение M_1 , близкое к строению переднего нижнего коренного зуба современных водяных полевок *Arvicola terrestris*.

На изменчивости строения передних нижних коренных зубов современных водяных полевок вида *Arvicola terrestris* мы остановимся несколько позже. Можно лишь отметить, что жевательная поверхность передних нижних коренных зубов современных *Arvicola* чрезвычайно вариабельна как внутри одной популяции, так и от популяции к популяции.

У ископаемых доднепровских водяных полевок отмечаются практически все типы строения жевательной поверхности, характерные для современных представителей *A. terrestris*. Встречены даже наиболее усложненные морфотипы, у которых отмечается появление добавочных входящих углов на передней непарной петле, а также высокая степень ее отчленения от остальной части параконида.

Интерес представляет характер дифференциации эмали. Для отображения этой характеристики был введен коэффициент К, который представляет собой отношение толщины эмали на передней стенке конида к толщине эмали на задней стенке.

Оказалось, что для зубов ископаемых водяных полевок характерен $K < 1$, т.е. эмаль более тонкая на передней стенке конида и утолщающаяся на задней стенке — мимомисное строение эмали.

Естественно, для зубов верхней челюсти соотношение толщины эмали на передней и задней стенках конида обратное. На вершине передней непарной петли, а также на "пятке" M^3 эмали, как правило, нет.

Отклонение параконидного комплекса M_1 почти полное. Обычно ширина "шейки" параконида колеблется от 0 до 1,5 единицы (где за единицу принята максимальная ширина эмали данного зуба). По этой характеристике ископаемые зубы *Arvicola* почти не отличаются от зубов современных водяных полевок.

Нами были рассмотрены зубы ископаемых водяных полевок и со стороны альвеол. Было обнаружено, что зубы ископаемых *Arvicola* характеризуются довольно массивными стенками, более широкими, чем у современных представителей этого рода. Во многих случаях отмечается двухслойное строение стенок конидов: внутренний слой — более темный, дентиновый, внешний — светлее, эмалевый. Интересно, что двучленное строение проявляется главным образом на задних частях призм зубов нижней челюсти, где стенки более массивные, а также на паракониде. Зубы ювенильного строения, как правило, имеют с обратной стороны тонкие стенки, на которых не прослеживается их двучленное строение. Нами был произведен срез M_1 нижнеплейстоценовой *Arvicola* на высоте одной трети коронки от нижней части зуба. На этой высоте соотношение дентина и эмали другое: структура эмали практически не изменилась, а толщина дентина значительно увеличилась. На этом уровне хорошо прослеживаются и отложения цемента.

Для строения зубов современных *A. terrestris* с альвеолярной стороны характерны относительно тонкие стенки зуба, которые, однако, во многих случаях также имеют двучленное строение (слой дентина и слой эмали). Однако выступы дентина приурочены не к задним поверхностям призм, как у ископаемых *Arvicola*, а к передним.

Для сравнения был сделан аналогичный срез M_1 современной *Arvicola*, по которому видно, что строение M_1 на этом уровне очень близко к строению жевательной поверхности M_1 ископаемой *Arvicola*.

Зубы ископаемых *Arvicola* из нижнеплейстоценовых отложений Приднепровья и бассейна Дона со стороны альвеол имеют одинаковое строение. От зубов наиболее поздних, практически утративших корни *Miomys*, описанных Л.П. Александровой (1971, 1976) из тираспольского гравия, зубы ископаемых *Arvicola* отличаются менее массивными стенками. У тираспольских *Miomys* стенки зубов с альвеолярной стороны имеют значительную толщину, по выражению Л.П. Александровой, как бы "набухают".

По строению альвеолярной стороны зуба ископаемые довольно близки к современным водяным полевкам. Основное отличие заключается в обратном распределении утолщений стенок зубов, а также в относительно меньшей мощности стенок зуба у современных *Arvicola*.

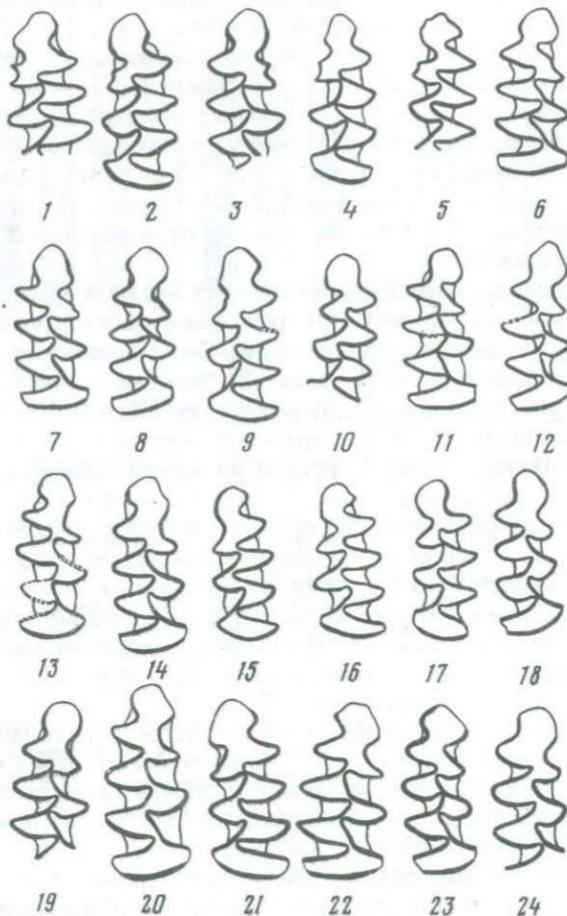


Рис. 2. Строение жевательной поверхности M_1 водяных полевок *Arvicola mosbachensis* из местонахождений

А — Гуньки II; Б — Чигирин — 1–13; Пивиха — 19–22; Троица II — M_1 A. cf. *terrestris* — 23, 24

Никакие следы образования корней нами не наблюдались даже у очень молодых экземпляров ископаемых *Arvicola*. У верхних третьих коренных зубов *Arvicola* из доднепровских местонахождений отмечается большая изменчивость строения пятки M^3 (рис. 3). Характерная черта этих зубов — широкое слияние "пятки" с остальной частью зуба, близкое к строению M^3 у поздних *Miomys*. По этому признаку ископаемые и современные водяные полевки хорошо различаются. У большинства M^3 современных *Arvicola* наблюдается почти полное отчленение "пятки" от остальной части зуба, хотя имеются и крайние вариации, когда M^3 имеет архаичное

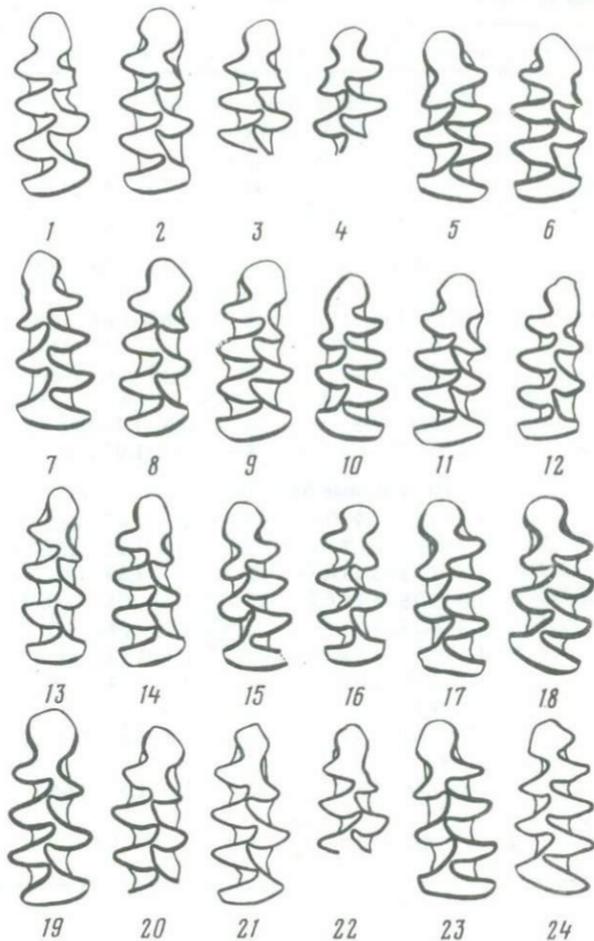


Рис. 2 (окончание)

строение с широко слитыми компонентами зуба. По всем указанным признакам донепровские *Arvicola* из местонахождений Чигирин и Гуньки были определены как *Arvicola mosbachensis* Schmidtgen.

Как уже отмечалось, нам удалось проанализировать ископаемые костные остатки *Arvicola* из местонахождений Дона. Оказалось, что зубы водяных полевок из этих местонахождений мало отличаются от зубов анализируемых ранее днепровских ископаемых водяных полевок. Прежде всего не различаются размеры зубов днепровских и донских водяных полевок. Размеры зубов донских ископаемых полевок приведены в таблице и на рис. 1.

Размеры нижних передних коренных зубов и верхних задних коренных
дифференциации эмали

Местонахождение	Длина M_1 , мм	n	Ширина M_1 , мм	n
Современные <i>Arvicola</i>				
Краснодарский край	2,5-3,82-4,5	18	1,5-1,65-1,8	18
Украина (Полтавская, Киевская, Станиславская обл.)	3,75-4,01-4,3	11	1,35-1,63-1,85	11
Устье Сулы (Липовое)	3,65-4,16-4,65	50	1,35-1,76-2,05	50
Новосибирская область	3,5-4,07-4,5	10	1,65-1,67-1,75	10
Архангельская область	3,5-3,95-4,2	10	1,55-1,68-1,8	10
Чешская губа	3,6-4,0-4,15	20	1,6-1,7-1,85	20
Полуостров Ямал	4,25-4,37-4,5	5	1,8-1,9-2,0	5
Ископаемые <i>Arvicola</i>				
Чигирин	3,2-3,49-3,9	48	1,3-1,47-1,65	62
Гуньки I	3,15-3,43-3,7	23	1,3-1,45-1,55	35
Гуньки II	3,2-3,38-3,45	12	1,3-1,49-1,65	19
Верхняя Еманча	3,0-3,38-3,75	33	1,25-1,35-1,6	48
Стрелица	2,8-3,25-3,5	5	1,25-1,42-1,5	8
Александровка	3,3-3,64-3,65	5	1,2-1,41-1,5	10
Пивиха I	3,3-3,43-3,65	4	1,25-1,49-1,6	6
Пивиха II	3,5-3,82-4,1	7	1,5-1,65-1,8	7
Троица (Ясаково) II	3,75-3,91-4,1	3	1,6-1,65-1,7	3
Троица (Ясаково) I	3,5-3,66-3,8	2	1,5-1,57-1,65	2
Лучки	4,2	1	1,8	1

Строение жевательной поверхности M_1 и M^3 также мало отличается от такового ископаемых водяных полевок из местонахождений Днепра. В донских местонахождениях Стрелица и Александровка (Агаджанян, 1971), с материалами которых нам удалось ознакомиться благодаря любезному разрешению старшего научного сотрудника МГУ А.К. Агаджаняна, количество M_1 с мимомисной складкой на паракониде очень большое.

В Верхней Еманче встречен лишь один зуб подобного строения, но в этом местонахождении часто отмечаются M_1 с глубоким входящим углом на паракониде, сходные с экземплярами архаичного строения из днепровских местонахождений. Характер дифференциации эмали и строение M^3 также очень близки к подобным характеристикам зубов водяных полевок из днепровских местонахождений (рис. 4).

зубов ископаемых и современных водяных полевок *Arvicola* и коэффициент

К	n	Длина М ³ , мм	n	Ширина М ⁴ , мм	n
Современные <i>Arvicola</i>					
0,5-0,8-1,0	18	2,0-2,37-2,67	16	1,0-1,25-1,5	15
1,0-1,3-1,67	11	2,25-2,5-2,75	11	1,25-1,3-1,67	11
1,2-1,5-2,5	50	2,25-2,84-3,0	30	1,1-1,27-1,5	30
1,33-1,58-2,85	10	2,15-2,58-2,85	10	1,1-1,35-1,5	10
1,0-1,35-2,0	10	2,2-2,44-2,6	10	1,25-1,35-1,45	10
1,0-1,3-2,5	10	2,0-2,3-2,5	20	1,25-1,31-1,5	20
1,25-1,38-1,5	5	2,6-2,75-3,0	5	1,5-1,57-1,8	5
Ископаемые <i>Arvicola</i>					
0,6-0,94-1,25	62	2,1-2,28-2,4	5	1,0-1,07-1,15	5
0,33-0,8-1,0	35	2,1-2,23-2,5	15	1,0-1,1-1,2	17
0,33-0,47-0,83	12	2,0-2,12-2,3	4	1,0-1,06-1,1	3
0,5-0,8-1,0	48	1,95-2,15-2,35	32	1,0-1,12-1,25	34
0,75-0,96-1,0	8	1,75-1,99-2,2	7	0,8-0,95-1,1	8
0,8-0,94-1,25	10	2,2-2,25-2,35	13	1,0-1,1-1,2	14
0,83-0,90-1,0	6	1,8-2,03-2,25	5	1,0-1,05-1,1	6
1,0-1,21-1,28	7	2,5	2	1,25	2
1,2-1,25-1,4	3	2,15	1	1,0	1
1,0-1,1-1,2	3	2,25-2,36-2,5	3	1,1-1,10-1,2	3
1,0	1	-	-	-	-

Таким образом, анализ морфологии зубов водяных полевок из местонахождений Приднепровья, стратиграфическое положение которых свидетельствует об их образовании задолго до максимального оледенения, и из местонахождений Дона показывает, что в этих районах обитали водяные полёвки одного вида, которые можно определить как *Arvicola mosbachensis*. К сожалению, мы не располагаем костными остатками *Arvicola* из отложений среднего плейстоцена Приднепровья. Это позволило бы точнее определить верхнюю границу распространения вида *Arvicola mosbachensis*.

В настоящее время появились материалы, свидетельствующие о разновозрастности моренных горизонтов в бассейне Днепра и Дона (Величко и др., 1977). Имеются геологические, палеопедологические, минералогические данные о большей древности морены, распространенной в бассейне Дона, по сравнению с днепровской. Скорее всего, ее следует относить

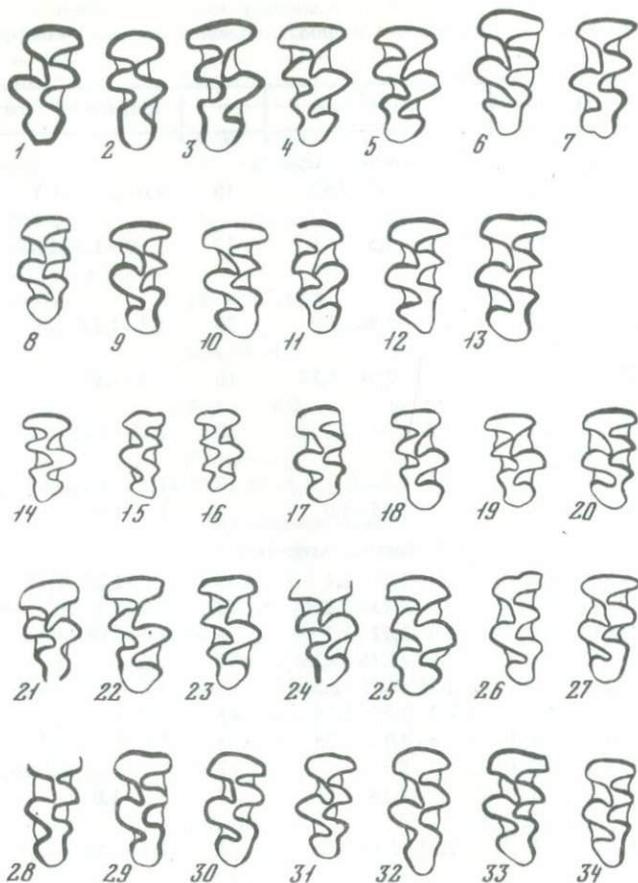


Рис. 3. Строение жевательной поверхности M^3 водяных полевок *Arvicola mosbachensis* из местонахождений: Верхняя Еманча - 1-7; Александровка - 8-13; Стрелица - 14-20; Гуньки II - 21, 24, 34; Гуньки I - 22, 23, 25-28-33; Пивиха - 26, 27

к эпохе окского оледенения. Поэтому неудивительно, что остатки водяных полевок, отобранные из надморенных отложений в бассейне Дона (Верхняя Еманча, Стрелица и др.), морфологически сопоставимы с таковыми из подмбранных отложений в бассейне Днепра.

Более совершенное строение зубов имеют водяные полевки из местонахождения Троица (Ясаково) I. По размерам они несколько крупнее зубов *Arvicola* из указанных выше местонахождений Днепра и Дона. Эти водяные полевки могут быть отнесены к переходному типу от *A. mosbachensis* к *A. terrestris* и определены как *A. chosaricus* Alexandrova. С этим видом, выделенным Л.П. Александровой (1976) по материалам из местонахождения Черный Яр, окских *Arvicola* сближают и характер дифференциации эмали и относительно небольшие размеры зубов.

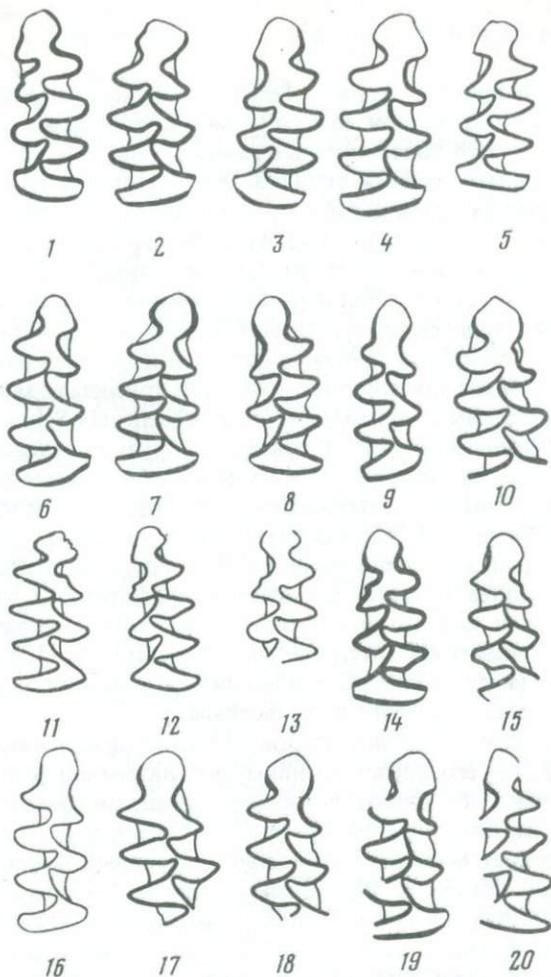


Рис. 4. Строение жевательной поверхности M_1 водяных полевок из местонахождений: Верхняя Еманча - 1-9; Александровка - 10, 12, 14-16, 17, 20; Стрелица - 11, 13, 18, 19

Имеющиеся литературные данные позволяют сравнить исследованные нами ископаемые водяные полевки из местонахождений Русской равнины с костными остатками этого рода из Западной и Центральной Европы. Хинтон (Hinton, 1910, 1926) приводит описание ископаемых *Arvicola* из отложений позднего кромера Англии. В пресноводных озерных отложениях около Бактона им были встречены остатки мелких *Arvicola*, отличающихся архаичным строением. Хинтон отнес их к выделенным им видам: *Arvicola bactonensis*, строение жевательной поверхности и характер дифференциации эмали которой очень близки к таковым у *Miomys intermedius*, но скелет более массивный; *A. greenii*, для которой харак-

терно строение M_1 , напоминающее строение M_1 *Mimomys majori* с сильно отклоненной непарной петлей параконида и нередко с мимомисной складкой.

Из отложений средней террасы Темзы (местонахождение Grays Thagock)-Хинтоном был описан еще один вид *A. praesepeter*, для которого характерны несколько более крупные размеры, чем у *A. greenii*, и также часто отмечается мимомисная складка. Хинтон указывает, что *A. praesepeter*, возможно, является потомком или аналогом *A. greenii* и происходит от *M. majori*. Водяная полевка *Arvicola mosbachensis*, выделенная Шмидтгеном (Schmidtgen, 1911) из среднего слоя мосбахских песков, датированных эльстерским (окским) оледенением, по мнению Хинтона (Hinton, 1926), родственна архаичным водяным полевым Британии.

В работе Хеллера (Heller, 1968) приводится детальный разбор мосбахских *Arvicola*. Он выделяет в этих отложениях три вида водяных полевок, отличающихся мелкими размерами: *A. mosbachensis* Schm. с параконидом относительно простого строения, которую он считает аналогом *A. bactonensis* Hinton. Хеллер, так же как и Хинтон, указывает на ее близость к *Mimomys milleri* (=intermedius). В этих же отложениях им была выделена *A. greenii*, а также новый вид *A. moenana*, для которого характерно строение M_1 , напоминающее *Mimomys savini* Hinton. Вслед за Хинтоном Хеллер считает, что чистые морфотипы *Arvicola* нельзя объединить в один вид. По его мнению, в ходе филогенетического развития *Mimomys milleri* (*M. intermedius*), *M. savini* и *M. majori* в результате перехода к некорнезубости появились новые виды рода *Arvicola*: *A. mosbachensis*, *A. greenii* и *A. moenana*.

Другого взгляда на происхождение *Arvicola* придерживается Шалин (Chaline, 1972). По его представлениям, под названием *A. mosbachensis* Schmidtgen можно объединить все формы, представляющие собой морфологические вариации типов "greenii", "bactonensis", "praesepeter", так как существует большое количество переходных форм между указанными типами. Наиболее вероятным предком *Arvicola mosbachensis* Шалин считает *Mimomys savini* Hinton, размеры которой близки к размерам древних водяных полевок, зубы практически лишены марки и призматической складки, а корни закладываются на более поздней стадии.

В своей работе Шалин приводит предположительную схему эволюции этого рода на протяжении плейстоцена (по материалам из разновозрастных местонахождений Франции). В основных чертах она заключается в следующем: *Arvicola* произошла от *Mimomys savini* и известна со среднего плейстоцена II (в средний плейстоцен Шалин включает менап, кроме эльстер, гольштейн и рисс), где она представлена одним видом малого размера, морфологически изменчивым, — *Arvicola mosbachensis*. В конце среднего плейстоцена водяные полевки подвергались географической дифференциации, которая привела к образованию двух современных видов — *Arvicola terrestris sherman* (мелкий подвид *A. t. terrestris*) и *A. sapidus*. Очень крупные водяные полевки *A. t. terrestris* появляются в конце позднего плейстоцена в результате географической дифференциации линии *A. t. sherman*.

Кёнигсвальд (Koenigswald, 1973) также считает наиболее возможным предком *Arvicola* поздних корнезубых полевок *Mimomys savini* (местонахождения с остатками этого вида Кёнигсвальд датирует кромерским межледниковьем и началом эльстерского оледенения). Наиболее архаичных *Arvicola* Кёнигсвальд объединяет под названием *A. cantiana*. Зубы этого вида характеризуются архаичным строением эмали с утолщением ее на задних стенках конидов у нижних коренных зубов и обратной закономерностью у верхних.

Обычные спутники *A. cantiana* в Западной Европе — *Pliomys* и *Sorex* (*Drepoposorex*). Водяные полевки этого эволюционного уровня встречаются в отложениях, синхронных эльстерскому (окскому) оледенению и гольштинскому (лихвинскому) межледниковью. В отложениях гольштинского межледниковья *A. cantiana* обнаружена без *Pliomys*. Остатки *Microtus* и *Pitymys* встречены в фаунах этого возраста приблизительно в равных количествах. Возможно, *A. cantiana* существовала и во время рисского оледенения, для которого нет практически материалов.

Переходная форма *Arvicola cantiana terrestris*, с равномерной эмалью на задних и передних стенках конидов появляется, по данным Кёнигсвальда (Koenigswald, 1973), в период рисского оледенения и существует в начале эмского межледниковья.

К сожалению, хорошо датированных местонахождений ископаемых мелких млекопитающих мизулинского времени на Русской равнине практически не встречено. Это затрудняет определение верхней границы существования водяных полевок переходного типа *A. mosbachensis* (*cantiana*) — *A. terrestris*. В местонахождениях валдайского времени и в Западной Европе, и на Русской равнине обнаружены водяные полевки, по морфологии сопоставимые с *Arvicola terrestris*, но имеющие более крупные размеры (Koenigswald, Rähle, 1975). Имеются данные для Зауралья, где отмечается обратная тенденция — некоторое увеличение размеров зубов современных водяных полевок по сравнению с позднелайстоценовыми (Малеева, Попова, 1975).

В настоящее время существуют два вида водяных полевок: *A. terrestris terrestris* (с подвидом *A. t. sherman*) имеет 40 хромосом, *Arvicola sapidus* — 36 хромосом. Последний вид распространен на юго-западе Европы, в средней и южной Франции и в Испании (Reichstein, 1963; Spitz Morel, 1972).

A. t. sherman обитает на территории Львовской области, в Карпатах и в центральной и южной частях Западной Европы. Детальные исследования, проведенные Райхштейном (Reichstein, 1963), посвященные систематическому расчленению рода *Arvicola*, показали, что водяные полевки Северной, Центральной и Восточной Европы, а также Британских островов, относимые к подвидам *Arvicola terrestris*, отличаются по морфологии черепа от водяных полевок юго-запада Европы, представленных *A. sapidus*. Таким образом, генетическая структура двух современных видов водяных полевок отражена в их морфологии. К сожалению, в этом исследовании не рассматриваются основные черты строения зубов

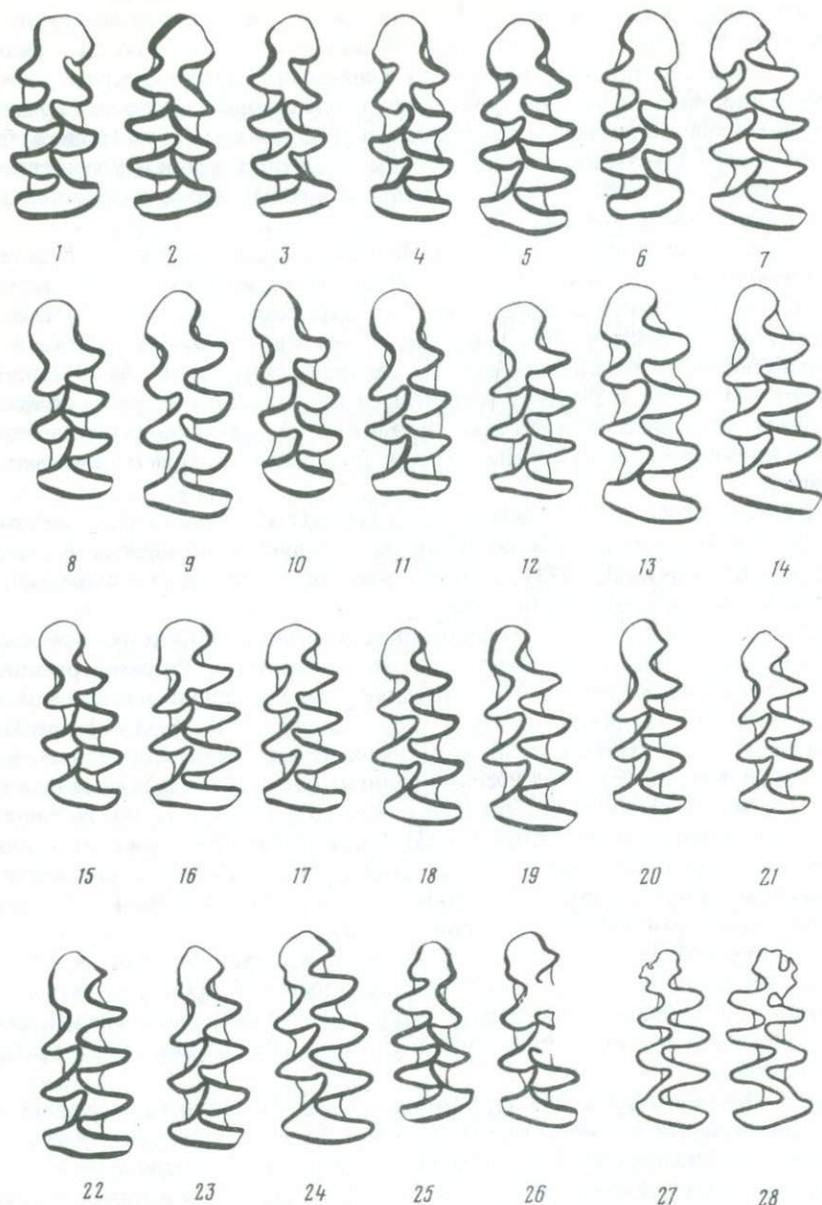


Рис. 5. Строение жевательной поверхности M_1 современных водяных полевок *Arvicola terrestris* 1, 3, 4, 8, 10 – из Новосибирской области; 2, 15, 25, 26 – из Архангельской области; 6 – с полуострова Ямал; 11, 12, 16, 17, 20–23 – с Чешской губы; 7, 13, 14, 18, 19, 24, 27, 28 – Краснодарский край; 5, 9 – из Полтавской области

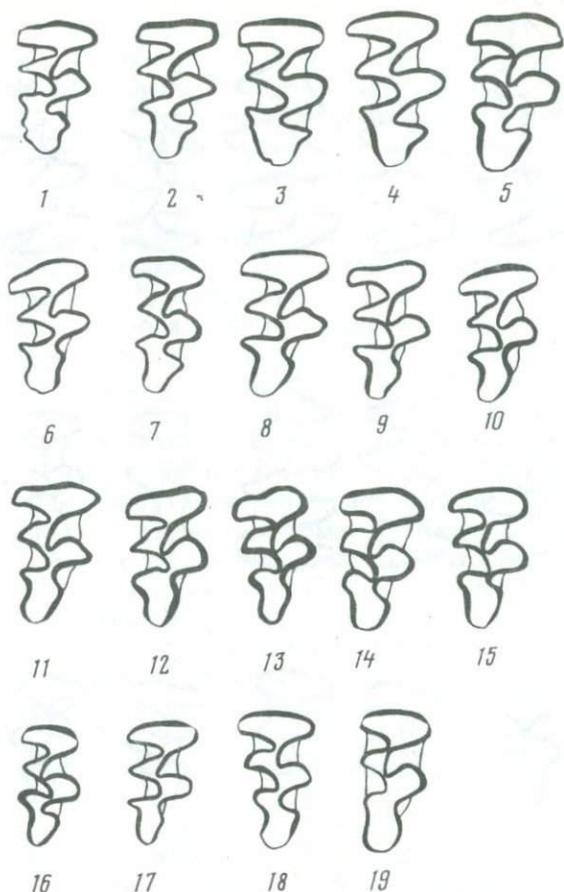


Рис. 6. Строение жевательной поверхности M^3 современных водяных полевок

водяных полевок двух современных видов. Видимо, Райхштейн считает их недиагностичным признаком.

Нами в коллекциях Зоологического музея МГУ были просмотрены черепа водяных полевок *Arvicola terrestris* нескольких популяций, обитающих на территории СССР. Были проанализированы остатки *Arvicola* из районов, расположенных в северных частях европейской части СССР (Архангельская область, Чешская губа), в северной части Сибири (п-ов Ямал), из умеренных широт европейской части СССР (Полтавская, Киевская, Станиславская области) и Сибири (Новосибирская область, Томская область), юга европейской части СССР (Кубань). Просмотрен также материал из Закавказья и Западной Европы.

Результаты измерений приведены в табл. 1. Как видно по данным табл. 1, все проанализированные остатки зубов водяных полевок, обитающих на территории СССР, имеют крупные размеры. Длина переднего

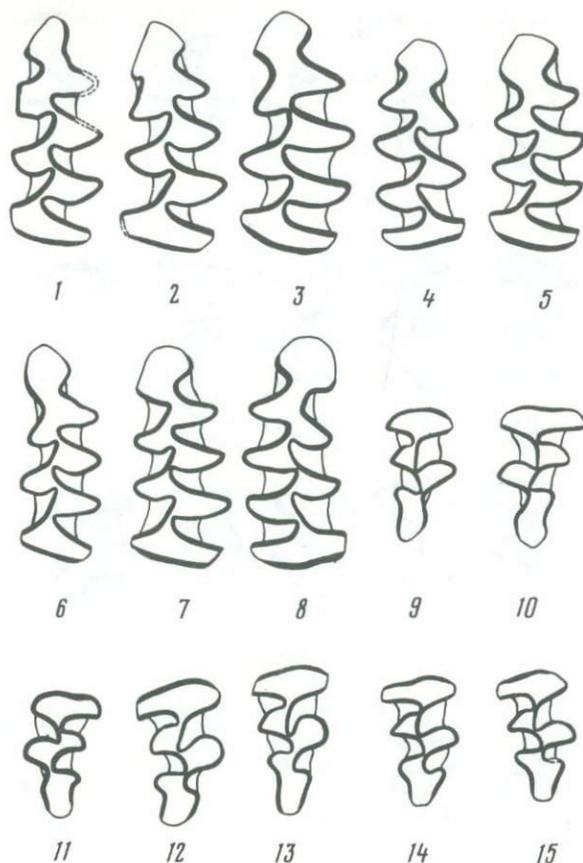


Рис. 1. Строение жевательной поверхности зубов водяных полевков, отобранных с бичевника у с. Липовое (устье Сулы): 1-8- M_1 ; 9-15- M^3

нижнего коренного зуба, как правило, превышает 4,0 мм. Дифференциация эмали хорошо выражена. Коэффициент $K > 1$ (отношение толщины эмали на передней стороне конида к толщине эмали на задней стороне конида) равняется величине, большей единицы.

Анализ строения жевательной поверхности зубов современных *Arvicola* показал, что они обладают значительной морфологической изменчивостью (особенно M_1 и M^3) (рис. 5, 6). Треугольники M_1 и M^3 у большинства зубов хорошо разобщены, хотя встречаются экземпляры с широко слитыми треугольниками зуба. У популяций из умеренных широт (Среднее Приднпровье, Новосибирская и Томская области) строение параконидного комплекса довольно простое, иногда встречаются экземпляры с явно архаичным строением. Так, например, в популяциях из Новосибирской и Архангельской областей довольно часто отмечается морфотип M_1 с архаичным строением параконида (см. рис. 1-4), а из

сборов с бичевника у устья Сулы был получен один M_1 с мимомисной складкой, по сохранности и окраске не отличающийся от остальных костей из этого местонахождения (рис. 7; 1). На крайнем севере чаще встречаются более усложненные передние нижние коренные зубы с добавочными входящими углами на передней непарной петле. Иногда имеются добавочные входящие углы как с внешней, так и с внутренней стороны зуба, а иногда — лишь с внешней стороны ("грегалоидный" характер строения).

Для M^3 также характерна большая изменчивость строения (см. рис. 7), особенно изменчиво строение "пятки", которая, однако в отличие от "пятки" ископаемых M^3 обычно хорошо отчленена от остальной части зуба. Несколько отличаются зубы кубанских водяных полевок, которые имеют относительно небольшие размеры. Для M_1 кубанских *Arvicola* характерно асимметричное строение параконида, часто грегалоидного строения. Отчленение передней непарной петли в некоторых случаях очень значительное. У M^3 часто встречается усложненная "пятка", на которой отмечаются добавочные мелкие входящие углы. Эмаль зубов слабо дифференцирована. Скорее всего, в коллекцию Зоологического музея попали молодые зверьки с Кубани, и именно этим объясняется специфика строения их зубов. Некрупные размеры кубанских *Arvicola* могут быть связаны с географической дифференциацией водяных полевок. Как известно, северные формы теплокровных видов обычно крупнее обитающих в более южных областях (правило Бергманна). Хотя еще южнее, в Закавказье, водяные полевки имеют крупные размеры и характерную для современных представителей этого рода дифференциацию эмали.

Основные выводы, сделанные на основании проанализированного материала, следующие.

Ископаемые водяные полевки Русской равнины на протяжении плейстоцена значительно эволюционировали. Наиболее древние из анализированных нами *Arvicola*, обнаруженные в подморенных отложениях Приднепровья (Гуньки, Чигирин), обладают рядом специфических черт: мелкими размерами, своеобразной дифференциацией эмали, часто встречающимися архаичными M_1 с мимомисной складкой на паракониде и слабым отчленением "пятки" на M^3 . Жевательная поверхность зубов значительно морфологически изменчива, что позволяет проследить переходные вариации между типами "bactonensis", "greenii", "moenana".

Анализ строения жевательной поверхности современных водяных полевок вида *Arvicola terrestris* показал, что для современных представителей этого вида также характерна огромная варибельность. Были отмечены даже архаичные M_1 с "мимомисной" складкой на паракониде. Это позволяет считать, что ископаемые *Arvicola*, внутрипопуляционная изменчивость которых не превышает изменчивости, характерной для современных полевок вида *A. terrestris*, также могут быть отнесены к одному виду.

Ископаемые *Arvicola* из нижнеплейстоценовых отложений Русской равнины (Приднепровья и Придонья) близки к ископаемым водяным

полевкам из отложений британского кромера и из средней толщи мосбахских песков, датируемых эльстерским оледенением. Поэтому нам представляется наиболее правильным определять обнаруженных нами полевок как *Arvicola mosbachensis* в том широком понимании, которое вкладывает в это название Шалин (Chaline, 1972).

Остатки водяных полевок из аллювиальных отложений Оки (Троица I) имеют несколько более крупные размеры. У M_1 из этого местонахождения не отмечается мимомисная складка. Эти водяные полевки, возможно, являются аналогом *Arvicola chosaricus*, описанной Л.П. Александровой из среднеплейстоценовых аллювиальных отложений Волги, выходящих у с. Черный Яр (Александрова, 1976). Во второй половине позднего плейстоцена Приднепровья (месторождения Лучки, Новгород-Северская верхнепалеолигическая стоянка¹ и бассейна Оки (местонахождение Троица II) водяные полевки приобрели современный облик. Их размеры, строение жевательной поверхности и дифференциации эмали практически не отличаются от таковых современных водяных полевок.

Как уже отмечалось, по материалам из местонахождений ФРГ прослеживается резкое укрупнение зубов водяных полевок в эпоху последнего оледенения и последующее их уменьшение в древнем голоцене. Структура эмали практически не меняется и имеет современный тип дифференциации (Storch, 1974; Koenigswald, Rähle, 1975).

Таким образом, наиболее показательным признаком эволюционного ранга водяных полевок следует считать не размеры, которые изменялись в зависимости от климатических колебаний, а строение эмали. Последняя характеристика имеет значение основного диагностического признака при выделении вида.

На протяжении плейстоцена по материалам из местонахождений Русской равнины можно проследить следующие основные этапы развития водяных полевок рода *Arvicola*.

1. Наиболее древние водяные полевки (по материалам Русской равнины) появляются в местонахождениях лихвинского возраста (Гуньки, Пивиха, Чигирин, Верхняя Еманча). Зубы этих водяных полевок характеризуются мимомисным строением эмали с утолщением последней на задних частях призм у зубов нижней челюсти, мелкими размерами зубов и часто встречающимися архаичными морфотипами M_1 с мимомисной складкой на паракониде. Элементы M^3 широко разобщены и по строению жевательной поверхности практически неотличимы от M^3 *Miomys intermedius* (рис. 8). Все эти признаки позволяют определить эти остатки как *Arvicola mosbachensis*.

2. Водяные полевки *A. chosaricus* (по материалам Западной Европы *A. cantiana-terrestris*) появляются в предднепровское время и характеризуются несколько более крупными размерами, чем *A. mosbachensis*, и более совершенным строением эмали, которая имеет одинаковую

¹ Материал из Новгород-Северской верхнепалеолитической стоянки, имеющийся в коллекции ЗИН АН СССР, был любезно предоставлен для ознакомления И.М. Громовым.

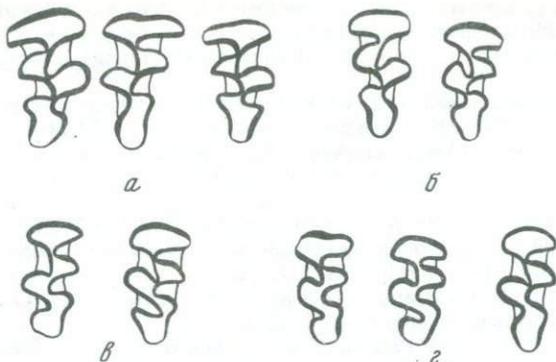


Рис. 8. Изменение строения M^3 водяных полевок на протяжении плейстоцена (по материалам, собранным на Русской равнине)
 а — современность; б — вторая половина верхнего плейстоцена; в — начало среднего плейстоцена

толщину на передних и задних сторонах конидов зубов. Верхняя граница существования полевок этого вида пока не ясна.

3. Полевки современного облика — *Arvicola terrestris* — по-видимому, появляются в начале позднего плейстоцена. Достоверных местонахождений микулинского возраста пока практически нет, поэтому время смены видов *A. chosaricus*-*A. terrestris* проблематично.

В верхнеплейстоценовых отложениях *A. terrestris* встречается во многих местонахождениях и имеет хорошо дифференцированную эмаль зубов и крупные размеры. M^3 приобретает современный облик с хорошо разобщенными элементами зуба.

ЛИТЕРАТУРА

- Агаджанян А.К. Грызуны плейстоцена центра и его Русской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1971.
- Александрова Л.П. Отряд Rodentia: Грызуны. — В кн.: Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штиинца, 1971.
- Александрова Л.П. Грызуны антропогена европейской части СССР. М.: Наука, 1976 (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 291).
- Величко А.А., Ударцев В.П., А.К. Маркова и др. О разновозрастности морен днепровской и донской лопастей покровного оледенения Восточно-Европейской равнины. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5.
- Малева А.Г., Попова В.Н. Позднеплейстоценовая водяная полевка (*Arvicola terrestris* L.) из состава "смешанных фаун" Среднего и Южного Зауралья. — В кн.: Фауна Урала и Европейского севера. Свердловск, 1975, сб. 3.
- Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Приднепровья и их значение для палеогеографии и стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1975.
- Chaline J. Les rongeurs du Pleistocène moyen et supérieur de France. (Systematique. Biostratigraphie. Paléoclimatologie). P., 1972.
- Heller F. Eine neue altquaternäre Wirbeltierfauna von Erpfingen (Schwabische Alpen). — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Abh., Abt. B, 1958, Bd. 112.
- Heller F. Die Wühlmäuse (Mammalia, Rodentia, Arvicolidae) des Ältest- und altpleistozäns Europas. — Quartär, 1968, Bd. 19.

- Hinton M.A.C.* A preliminary account of the British fossil voles and lemmings with some remarks on the Pleistocene climate and geography. — Proc. Geol. Assoc., 1910, vol. 21.
- Hinton M.A.C.* Monograph of the voles and lemmings (Microtinae) living and extinct. L., 1926, vol. 1.
- Koenigswald W.* Veränderungen in der Kleinsäugerfauna von Mitteleuropa zwischen Cromer und Eem (Pleistozän). — Eiszeitalter und Gegenwart, 1973, Bd. 23/24.
- Koenigswald W., Rähle W.* Jungpleistozäne und altholozäne Faunen (Gastropoda und Mammalia) vom Euerwanger Bühl bei Greding (Fränkischer Jura). — Eiszeitalter und Gegenwart, 1975, Bd. 26.
- Koenigswald W., Schmidt-Kittler N.* Eine Wirbeltierfauna des Riss/Würm-Interglazials von Erkenbrechtsweiler (Schwäbische Alp., Baden-Württemberg). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläontol. und hist. Geol., München, 1972, H. 12.
- Reichstein H.* Beitrag zur systematischen Gliederung des Genus *Arvicola* Lacepede 1799. — Ztschr. Zool. Systematik Evolutionsforsch., 1963, Bd. 1.
- Schmidigen O.* Über Reste von Wühlmäuse aus dem Mosbacher Sand. — Notizblatt Vereins Erdkunde und Hess. geol. Landesanst. Darmstadt. Ser. 4, 1911, H. 32.
- Spitz F., Morel J.* Etude de la morphologie crânienne des grands Campagnols (*Arvicola* Lacepede) par l'analyse factorielle des correspondances. — C. r. Acad. sci. D., 1972, t. 275, N 6.
- Storch G.* Zur Pleistozän-Holozän-Grenze in der Kleinsäugerfauna Süddeutschlands. — Ztschr. Säugetierkunde, 1974, Bd. 39, H. 2.

УДК 551.893 (4—11).

А.Б. БОГУЦКИЙ, Т.Д. МОРОЗОВА

О СТРОЕНИИ ГОРОХОВСКОГО ИСКОПАЕМОГО ПОЧВЕННОГО КОМПЛЕКСА НА ВОЛЫНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ И ЕГО ВОЗРАСТНЫХ АНАЛОГОВ В ПОЛЬШЕ

Погребенные почвы в лёссах Волынской возвышенности описаны давно. Их стратиграфическое значение отмечал Савицкий (Sawicki, 1932), который в результате изучения ряда разрезов разделил лёссы на младшие (над почвой) и старшие (под почвой).

Изучение лёссовых разрезов на Волынской возвышенности в последние годы позволило А.Б. Богуцкому (Богуцкий, 1975; Boguckij, 1972) составить стратиграфическую схему верхнеплейстоценовой перигляциальной лёссовой серии, в которой почвы, расположенные на границе среднего и позднего плейстоцена, были названы гороховским ископаемым почвенным комплексом (Богуцкий и др., 1975). Этот почвенный комплекс скоррелирован с мезинским комплексом, выделенным А.А. Величко в стратиграфической схеме Русской равнины (Величко, Морозова, 1969, 1972; Величко, 1973).

Встречающиеся на плакорх Волынской возвышенности ископаемые почвы гороховского комплекса погребены лёссом мощностью от 4 до 8 м. Они имеют хорошо выраженный профиль типа А—В—С или А—А₂—В—С и в отличие от вмещающих толщ отмыты от карбонатов.

Автоморфные почвы гороховского ископаемого почвенного комплекса представлены коричневато-черным легкосуглинистым гумусоаккумулятивным горизонтом средней мощности 0,5—0,6 м и горизонтом иллю-

вирирования, охристо- или ржаво-бурым, нередко опесчаненным суглинком, сильно ожелезненным, со специфической "ячеистой" текстурой, с крововинами и червеходами, заполненными материалом горизонта A_1 . Мощность иллювиального горизонта равна 0,8–1,0 м.

В строении гороховского комплекса, так же как и в строении его возрастных аналогов и других районах Русской равнины, обращает внимание необычное сочетание двух горизонтов: мощного гумусового, насыщенного темноокрашенным органическим веществом, и иллювиально-метаморфического, богатого гидроокислами железа (Морозова, 1963; Величко, Морозова, 1963).

Другая важная черта строения ископаемых почв рассматриваемого комплекса — четко выраженный криогенный педометаморфизм. Почвы гороховского комплекса нарушены мерзлотными деформациями и смоленского криогенного горизонта (Богущий и др., 1975). При этом в верхней части гумусового и почти по всему иллювиальному горизонту наблюдаются четкие неполносетчатые криогенные текстуры с высотой сетки 0,5–1 см и шириной до нескольких сантиметров. По текстурным отдельностям наблюдается обильная пропитка гидроокислами железа.

Мерзлотные деформации в виде солифлюкционных перемещений у кровли, узких глубоких трещин, а местами и крупных псевдоморфоз по повторно-жильным льдам нарушают первоначальное строение почв, затрудняя тем самым интерпретацию палеопедагогических данных. Но для палеогеографических реконструкций криогенные уровни, фиксируемые в толще гороховского ископаемого почвенного комплекса, имеют большое значение.

В общих чертах строение гороховского почвенного комплекса сходно со строением описанного ранее мезинского комплекса (Морозова, 1963; Величко, Морозова, 1963, 1973). Можно полагать, что на Волынской возвышенности он развивался в два этапа и представляет, по существу, две наложенные одна на другую разновозрастные почвы, развившиеся в течение двух фаз (Величко, 1973). При этом в первую фазу (соответствует собственно мисулинскому межледниковью) климатический фактор способствовал развитию почв лесного генезиса. Во вторую фазу лесное почвообразование сменилось дерновым и сформировались мощные гумусовые горизонты. Они формировались уже во время одного из ранних интерстадиалов вюрма. Свидетельством перерыва в почвообразовании между отмеченными двумя этапами формирования гороховского ископаемого комплекса служат палеокриогенные деформации на границе двух почвенных профилей.

Географическое положение Волынской возвышенности на стыке лесовых областей Средней и Восточной Европы, а также ее переход в Люблинскую возвышенность на юго-востоке Польши позволяют сопоставить гороховский ископаемый почвенный комплекс с одновозрастным стратиграфическим уровнем в опорных разрезах Люблинской и Сандомирской возвышенностей. Здесь, по наблюдениям Т.Д. Морозовой и А.Б. Богущего, а также по данным польских исследователей (Maruszczak, 1972, 1976; Jersak, 1973), комплекс погребенных почв, называемый

в Польше Нетулиско I (почва интергляциальная младшая), идентичен описываемым гороховским почвам Волынской возвышенности. Вполне целесообразно поэтому включить в настоящую работу и данные о почвах этого уровня на территории Польши.

Фактический материал рассматривается нами в двух аспектах: традиционном, основанном на изучении внутренних свойств профиля, и относительно новом в палеопедологии, основанном на изучении пространственной дифференциации почв.

Почвы изучались нами в следующих разрезах: у г. Горохов Волынской области (8-72, 1085); у с. Тараканов (г. Дубно) Ровенской области (11-72); в г. Ровно (1071); у г. Нововолыньск Волынской области (3-73, 1069); у пос. Торчин Волынской области (4-73, 1084); у с. Коршев Волынской области (9-72, 1086); у с. Боянич Львовской области (1082) и в разрезах Неледов, Журавица, Хрубешев, Ратычув, Комарув Гурны и других на территории Польши.

Почвы гороховского комплекса на Волынской возвышенности первоначально изучались А.Б. Богуцким. Начиная с 1972 г. эти исследования проводятся А.Б. Богуцким совместно с сотрудниками отдела палеогеографии Института географии АН СССР. Приводимые далее данные получены в результате совместных работ.

Почвы комплекса Нетулиско I описаны А.А. Величко и Т.Д. Морозовой в 1969 г. Разрез Неледов был показан Ю. Мойским, Журавица — Ю. Ерсакон, разрезы Неледов, Хрубешев, Ратычув, Комарув Гурны описаны А.Б. Богуцким в 1975 г., их показывали Х. Маруцак, Ю. Войтанович, Ю. Бурачинский и Долецкий.

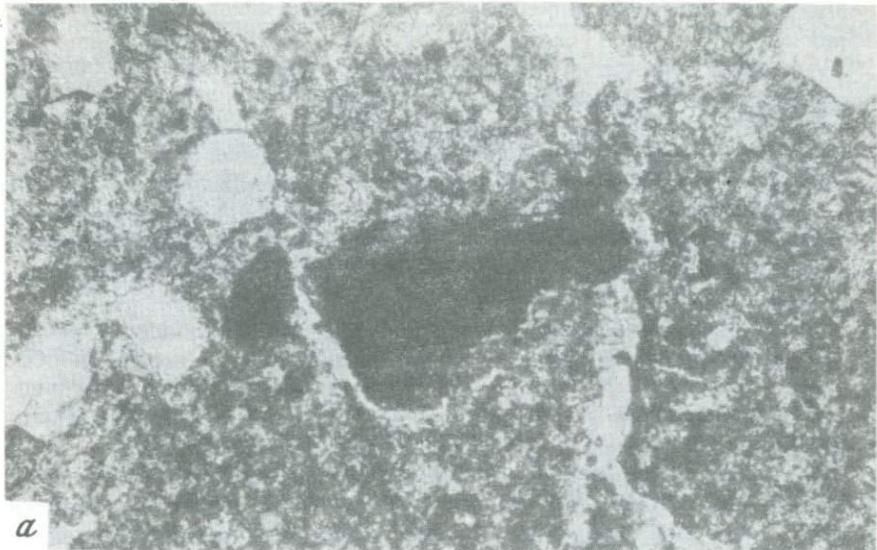
Описание разрезов гороховского ископаемого почвенного комплекса

Разрез Горохов (8-72, 1085) — стратотипический разрез гороховского комплекса. Расположен в 2 км южнее города, в карьере кирпичного завода. На глубине 6—8 м от поверхности вскрывается почва гороховского комплекса, в верхней части интенсивно нарушенная солифлюкцией. Она имеет следующее строение:

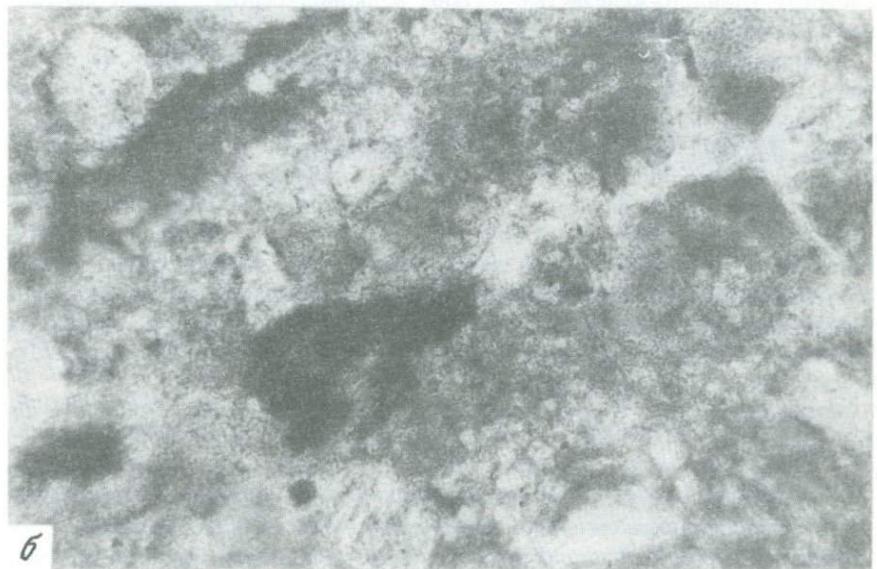
	Мощность, м
A ₁ — гумусовый горизонт первой фазы почвообразования. Суглинок темно-коричневый, средний, с признаками вторично-криогенной горизонтальной плитчатости. Много орштейнов, интенсивно перерыв (червеходы)	0,45
A ₁ A ₂ — второй фазы почвообразования. Суглинок светло-коричневый, с кремнеземистой присышкой по граням структурных отдельностей. Переходит в лежащие ниже горизонты почвенного комплекса трещинамизатеками шириной в верхней части 10—15 см и глубиной до 1—1,5 м	0,15
B _t — суглинок оранжево-бурый, легкий, ожелезненный, ячеистой текстуры	0,30

Подстиляется почва слоистой супесью мощностью 1,2 м.

В дополнительной зачистке почва иного облика. Подстиляется она серовато-зеленым оглееным суглинком, горизонт B_t меньшей мощности, а гумусовый достигает 70 см.



a



б

Рис. 1. Микростроение почв гороховского ископаемого комплекса в разрезе у г. Горохов
Увеличение 6x9 при одном николе. Микростроение: *a* – горизонтов гумусового;
б – гор. В

Микростроение почв гороховского комплекса имеет следующие особенности.

Гумусовый горизонт A_1 серовато-бурого цвета, песчано-пылевато-плазменный, агрегированность I—II порядков. Поры делят почвенную массу на крупные угловато-округлые агрегаты с плотной упаковкой внутри. Плазма гумусово-глинистая, гумус прочно связан с глиной. Верхняя часть гумусового горизонта интенсивно переработана процессами педометаморфизма — наблюдаются многочисленные сегрегации бурой гидроокиси железа — от мелких микроорштейнов до рыхлых (диффузных) разводов. Отмечаются стяжения рыхлого микропылеватого кальцита (рис. 1, а).

В переходном горизонте A_1A_2 отмечается неоднородность микростроения за счет пятен, лишенных тонкодисперсного вещества и обогатенных скелетом. Плазма гумусно-глинистая, изотропная, изредка видны обособления бурого полупрозрачного глинистого вещества. В меж-агрегатных порах мелкие скорлуповатые глинистые кутаны.

Горизонт B_t окрашен в бурый цвет, слабо агрегирован. Агрегаты плотно упакованы слабо поляризующей плазмой и песчаными зёрнами (кварц, полевые шпаты). По стенкам округлых пор скорлуповатые сложные глинисто-железистые кутаны иллювирирования с примесью глинистых частиц (рис. 1, б).

Гороховский ископаемый почвенный комплекс, развитый на супесчаных флювиогляциальных отложениях, четко делится на две генетически разнородные части: верхнюю (горизонт A_1) и нижнюю (горизонты A_1A_2 и B_t). Верхняя часть профиля имеет несколько более тяжелый гранулометрический состав и наиболее педометаморфизована. Данные микроморфологии подтверждают выводы, основанные на морфологических признаках почв: гумусовый горизонт, несмотря на значительные диагенетические изменения, имеет прочно связанный с глиной хлопьевидный гумус, не обнаруживает никаких признаков перемещения органо-минеральной массы. В иллювиальном горизонте, наоборот, хорошо выражены признаки подвижности тонкодисперсной части почв в виде железисто-глинистых кутан иллювирирования.

Характерно, что гумусоаккумулятивный горизонт интенсивно железнен. На это указывают и найденные в шлифах выделения гидроокислов железа. Новообразований карбонатов кальция нет по всему профилю. Можно предположить, что верхняя часть почвы гороховского комплекса развивалась по дерновому типу, но с определенными особенностями. О характере этих особенностей можно судить по другим разрезам.

Разрез Дубно (Тараканов, 11—72, 1075). Расположен на Пелчанском плато, в 6 км юго-западнее г. Дубно. Здесь под верхнеплейстоценовой толщей лёссов мощностью 4,5 м залегают слои гороховского ископаемого почвенного комплекса, интенсивно нарушенный денудационными и мерзлотными процессами (рис. 2). Он имеет профиль ($A_1-A_1B_t-B_t-BC$) и развит на разных материнских породах — валунных супесях и озерных (?) суглинках.

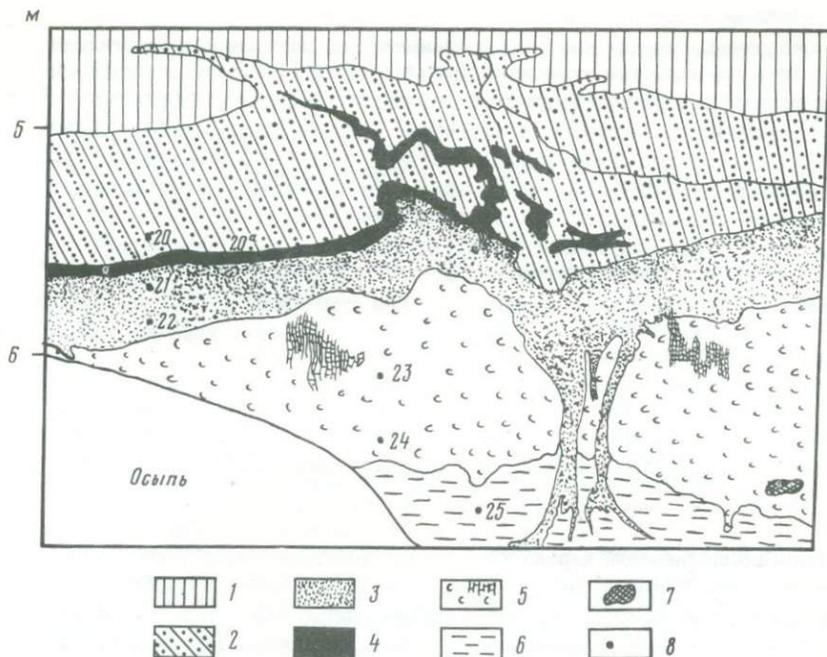


Рис. 2. Гороховский ископаемый почвенный комплекс в разрезе Дубно (11-72)
 1 - лёсс; 2 - гумусированный лёссовидный суглинок; 3-6 - ископаемая почва:
 3 - горизонт A_1 (слабо гумусированный); 4 - горизонт A_1 (сильно гумусированный); 5 - горизонт V_1 с зонами ячеистой текстуры; 6 - горизонт BC ; 7 - кротовины; 8 - номера образцов

Некоторые аналитические свойства данного педокомплекса приведены в табл. 1. Гумус диагенетически переработан, на что указывают многочисленные микровыделения кальцита, перешедшие в почву из лёсса. В наиболее темноокрашенной части гумусового горизонта содержится всего 0,63% гумуса. Интенсивная ожелезненность гумусового горизонта в виде ортзандов и примазок, возможно, также связана с последующим диагенезом. Содержание подвижного железа достигает 0,33%. За счет органических коллоидов увеличивается содержание ила до 18,29%.

Содержание илистой фракции наиболее показательны для почвы лесного генезиса. Так, максимум ила (очевидно, за счет лёссаважа) приурочен к горизонту V_1 и составляет 23,42%. В шлифах в нем обнаружены скопления натечной иллювирированной глины. Книзу содержание ила снижается.

Содержание подвижных несиликатных форм железа (по Тамму) также дифференцировано, однако максимум кривых распределения ила и подвижного железа не совпадает. В горизонте BC количество Fe_2O_3 почти в 2 раза выше, чем в горизонте V . Это связано с оглеенностью подстилающих отложений, к которым приурочено максимальное содержание как подвижных, так и окристаллизованных форм гидроокислов железа.

Таблица 1

Некоторые химические и физико-химические показатели погребенных почв гороховского комплекса (разрез Дубно, 11-72)

Горизонт	Образец	Глубина, м	Гигроскопическая вода, %	Гумус, %	Fe ₂ O ₃ (по Тамму), % к абсолютно сухой почве	Содержание илистой фракции, %
Лёсс	11-72-18	4,55	1,41	—	—	18,04
	11-72-20	4,85	2,76	0,44	0,33	18,29
A ₁	11-72-20a	5,10	2,89	0,63	—	—
A ₁ B _t	11-72-22	5,40	1,50	0,50	0,39	16,43
B _t	11-72-23	5,80	2,93	—	0,58	23,42
BC	11-72-25	6,30	1,86	—	1,37	18,36

Описанные разрезы характеризуют вертикальную изменчивость свойств генетических горизонтов гороховского комплекса. Детальный анализ этих свойств и раскрыл сущность вертикальной дифференциации вещества автономных почв. Однако для большей убедительности выводов о направленности и характере древнего почвообразования важно иметь также представление и о структуре древнего почвенного покрова на небольших площадях. В тех случаях, когда подобный материал есть, мы обращаем особое внимание на пространственную дифференциацию почв (древнюю катену). В описаниях разрезов Нововолынск, Торчин и Коршев как раз и делается упор на анализ элементов структуры древнего почвенного покрова.

Разрез Нововолынск (3-73, 1069). Расположен в карьере кирпичного завода на северо-восточной окраине г. Нововолынск (с. Нискеничи). Здесь вскрыт мощный полигенетический гороховский ископаемый комплекс, развитый на рисковой морене и на флювиогляциальных песчано-супесчано-лессовых отложениях, а также, по-видимому, на озерно-ледниковых осадках. Комплекс перекрыт мощным (свыше 7 м) оглееным лёссом, при этом на контакте с лёссом отчетливо видны следы солифлюкционных нарушений в виде языков и линз гумусированных суглинков. Гороховский ископаемый комплекс имеет следующее строение:

Мощность, м

A₁ — гумусовый горизонт второй фазы почвообразования. Суглинок темно-коричневый, легкий, переполненный углистыми и марганцовистыми примазками. Нижний контакт неровный, языковатый. 0,60

B_t — горизонт первой фазы почвообразования (микулинская почва). Суглинок желтовато-белый, средний, слабопесчаный, ячеистой структуры, с глинисто-железистыми кутанами иллювиирования, с обильными железистыми разводами. На литологическом контакте четкий ортзанд. Почва промыта от карбонатов 0,89

Ископаемая почва подстилается слоистой супесчано-суглинистой толщей мощностью 1,5 м, в основании которой встречаются окатанные валуны кристаллических пород.

Приведенное описание характеризует один из типов строения профиля гороховского ископаемого почвенного комплекса. Дополнительными расчистками вскрывается другой вариант характеризуемой почвы. По стенкам карьера можно проследить изменение по простиранию как облика почвы, так и условий ее залегания, что связано с разнообразием почвообразующих пород и особенностями микрорельефа в зоне древнего материкового оледенения. Так, на плотной морене, сложенной ожелезненными глинистыми песками и супесями, развит комплекс со следующими чертами строения:

	Мощность, м
A ₁ — гумусовый горизонт. Суглинок коричневый, средний, пятнистый, с охристыми потеками гидроокислов железа и мелкими ортштейнами. Переход четкий, контакт языковатый	0,20
A ₂ — горизонт. Сложен белесыми и буровато-коричневыми линзами порошистого, легкосуглинистого материала. Линзы причудливо расположены одна относительно другой, содержат включения ортштейнов и углистых частиц. Переход четкий	0,10
B _t — горизонт. Суглинок красновато-бурый, тяжелый, мраморовидный, обильно ожелезнен, с резким переходом и языковатым контактом.	0,50
C — горизонт. Супесь коричневая с большим количеством крупнообломочных включений кремней и кристаллических пород. Материал плотный, неоднородный по гранулометрическому составу (морена)	0,30

Таким образом, гороховский ископаемый почвенный комплекс на морене отличается более резкой дифференциацией профиля. Выделяются следующие генетические горизонты: гумусовый, выщелачивания и иллювиальный.

Сходное строение имеет гороховский ископаемый почвенный комплекс в западине древнего рельефа:

A ₁ — горизонт. Суглинок сизовато-коричневый, пятнистый за счет обильных червеходов, заполненных более светлым материалом	0,20
A ₂ — горизонт. Суглинок белесый, легкий, пятнистый, с многочисленными железисто-марганцовистыми примазками.	0,08
B _{tg} — горизонт. Суглинок бурый, плотный мраморовидный.	0,50

Из описания разрезов видно, что сравнительно сходные профили для почвы на морене и почве, которая формировалась в выположенной западине на суглинке. Сходен сизовато-коричневый оттенок гумусового горизонта, белесый горизонт выщелачивания, порошистый на ощупь, с обильными железисто-марганцовистыми примазками, а также мраморовидный за счет оглеения иллювиальный горизонт. Почва, вскрытая основной расчисткой, имеет более растянутый профиль, темный гумусоаккумулятивный горизонт, меньшие по сравнению с соседними разностями почв признаки оглеения, выщелачивания и разрушения.

Известно, что на породах более тяжелого механического состава влага застаивается и возникают процессы поверхностного оглеения, проявляющиеся в осветлении горизонта, разрушении его структуры и появлении

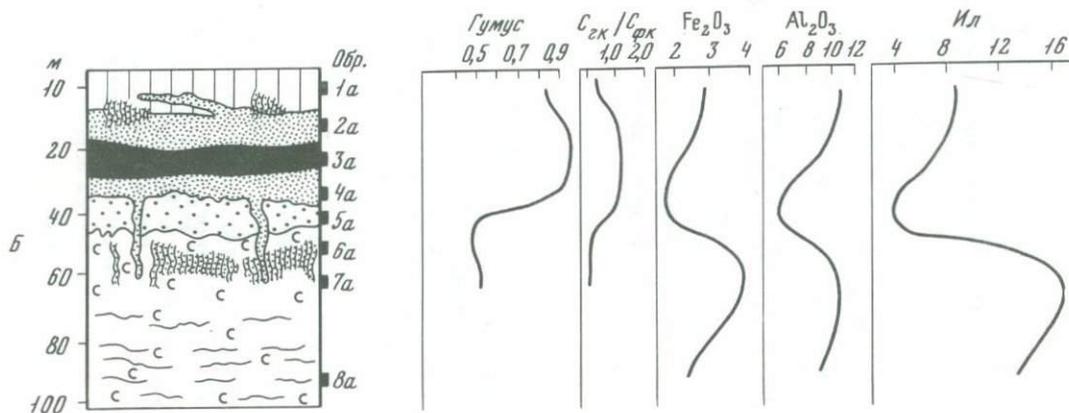
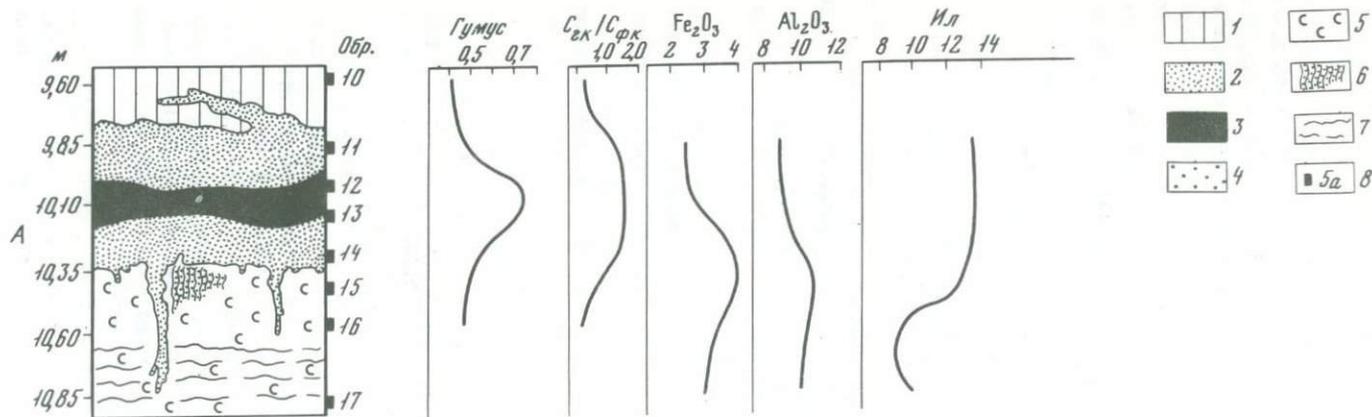


Рис. 3. Гороховский ископаемый почвенный комплекс

А - в разрезе Торчин; Б - в дополнительной зачистке того же разреза

1 - лёсс; 2-7 - ископаемая почва; 2 - горизонт A_1 (слабо гумусированный); 3 - горизонт A_1 (сильно гумусированный); 4 - горизонт A_{2g} ; 5 - горизонт B_t ; 6 - зоны ячеистой текстуры; 7 - горизонт BC ; 8 - номера образцов

ортштейнов. Аналогичный процесс протекает в почвах западин. Поэтому более резкую дифференциацию исследуемых почв (появление в них горизонта A_2) мы объясняем особенностями литологии и положения в рельефе.

Разрез Торчин (4-73, 1084). Расположен в карьере кирпичного завода, вблизи северного склона Вольнской возвышенности. Обнаружены две разности плакорных почв гороховского ископаемого комплекса: 1) состоит из гумусового иллювиального ожелезненного горизонта без горизонта A_2 ; 2) более дифференцированная на генетические горизонты и включающая горизонт A_2 (рис. 3). Оба профиля сформировались на плато в сходных литолого-геоморфологических условиях, на флювиогляциальных супесчаных отложениях.

Для установления особенностей и причин изменчивости древних почв по простиранию лабораторно изучались образцы из двух профилей почв гороховского комплекса. Сравнение двух различных вариантов плакорных почв помогло реконструировать протекавший по время микулинского межледникового почвообразовательный процесс.

Изучение почв в шлифах показало, что гумусовый горизонт имеет коричневато-бурую окраску, агрегированное микросложение. Агрегаты простые типа комков. Гумус отмечается в трех видах: прочно связанный с основой, хлопьевидный и в виде углистых частиц. Обнаружены фитоморфозы по растительным остаткам, выполненные окристаллизованной глиной.

По сравнению с автоморфной почвой гумусовый горизонт гидроморфного варианта комплекса (4а-73) отличается дезагрегированностью основы (табл. 2).

Содержание $C_{\text{общ}}$ в горизонте A_1 0,66%, в лёссе — всего 0,20%. Небольшое содержание гумуса в погребенных почвах отмечалось многими исследователями. Однако, несмотря на значительный и пока не вполне ясный метаморфизм гумусовых веществ при погребении, основные компоненты почвенного гумуса сохраняют в общих чертах первоначальное соотношение. Для выяснения направления гумификации изучаемых почв на спектрофотометре СФ-10 был определен групповой состав гумуса и оптическая плотность гуминовых кислот.

Если для лёссов, перекрывающих почву, свойствен фульватный состав гумуса ($C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}} < 1$), то в горизонте A_1 гороховского комплекса — гумус гуматного типа ($C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}} \geq 1$). Наибольшее содержание органического углерода отмечается в почве расчистки 4а-73 — около 0,7%. Напомним, что мощность горизонта A_1 здесь несколько меньше, а цвет темнее. В групповом составе гумуса преобладает негидролизуемый остаток (60-70% от общего углерода почвы). Этот признак наряду с другими свидетельствует о гидроморфности почвы в этом разрезе.

Спектры поглощения гуминовых кислот показывают, что оптические плотности малы в лёссе, однако в гумусовом горизонте степень конденсированности ароматического ядра гуминовой кислоты высока и близка к современным черноземам: коэффициент экстинкции $E_1^{0,0136\% \text{ см}}$ для образцов с содержанием гумуса 0,66% составляет 2,0; плотность

Таблица 2

Результаты анализа группового состава гумуса (пирофосфатный метод),

Разрез	Горизонт	Образец	Глубина, м	С почвы	Собщ в пирофосфатной вытяжке
4-73	Лёсс	10	9,60	0,20	0,12
	A ₁	11	9,90	0,28	0,17
	A ₁	12	10,05	0,39	0,23
	A ₁	13	10,15	0,39	0,25
	B _t	15	10,40	0,22	0,046
4a-73	A ₁	2a	9,90	0,64	0,21
	A ₁	3a	10,00	0,66	0,26
	A ₁	4a	10,08	0,38	0,10
	A ₁ A ₂	5a	10,10	0,15	0,039
	B _t	6a	10,25	0,22	0,049

* В числителе % на сухую почву, в знаменателе % общего С почвы.

при длине волны 465 мкм 1,09, а отношение оптических плотностей при длинах волн 465 мкм и 650 мкм (D_{465}/D_{650}) равно 5.

Таким образом, изучение органического вещества свидетельствует о том, что развитие почв гороховского ископаемого почвенного комплекса второй фазы почвообразования шло по дерновому типу. В гумусовом горизонте нет микроморфологических признаков выщелачивания органико-минеральной массы. Валовое содержание С мало, но соотношение основных групп гумусовых веществ обнаруживает преобладание гуминовых кислот над фульвокислотами ($C_{ГК}/C_{ФК} > 1$). У гуминовых кислот сложное полимеризованное строение молекулы, что характерно для почв с интенсивным гумусонакоплением.

Сопоставление двух вариантов гумусированных горизонтов разновозрастных почв показывает, что несмотря на значительный педометаморфизм (солифлюкционные смещения, смыв, минерализация гумуса), гидроморфный вариант (4a-73) гороховского комплекса содержит и более высокий процент негидролизующего остатка, нежели более ав-

разрез 4-73*

	C _{ГК}	C _{ФК}	C гуминов	C _{Г,к} /C _{Фк}	E ₁ ^{0,0136%} _{см}	D ₄₆₅ /D ₆₅₀
	$\frac{0,03}{15}$	$\frac{0,09}{45}$	$\frac{0,08}{40}$	0,3	—	—
	$\frac{0,07}{25}$	$\frac{0,10}{35}$	$\frac{0,11}{40}$	0,7	—	—
	$\frac{0,11}{28}$	$\frac{0,12}{30}$	$\frac{0,16}{42}$	0,9	2,0	5
	$\frac{0,13}{33}$	$\frac{0,12}{30}$	$\frac{0,14}{37}$	1,1	1,4	5
	$\frac{0,005}{2}$	$\frac{0,041}{19}$	$\frac{0,17}{79}$	0,1	—	—
	$\frac{0,12}{19}$	$\frac{0,09}{14}$	$\frac{0,43}{67}$	1,3	3,9	—
	$\frac{0,17}{26}$	$\frac{0,09}{14}$	$\frac{0,40}{60}$	1,8	4,2	—
	$\frac{0,06}{16}$	$\frac{0,04}{11}$	$\frac{0,20}{73}$	1,5	—	—
	$\frac{0,024}{16}$	$\frac{0,015}{10}$	$\frac{0,10}{74}$	1,6	—	—
	$\frac{0,007}{3}$	$\frac{0,042}{19}$	$\frac{0,17}{78}$	0,2	—	—

томорфная почва (4-73). Правда, содержание углерода гуминов достаточно высокое и в более автоморфной почве (4-73) и составляет около 40% от общего углерода.

Образцы из нижних горизонтов гороховского ископаемого почвенного комплекса разреза Торчин также анализировались на групповой состав гумуса. Содержание углерода в них очень низкое, в составе гумуса преобладает негидролизующий остаток (около 80%), отношение $C_{ГК}/C_{ФК} = 0,1-0,2$.

Более наглядно почву лесного генезиса характеризуют результаты других видов анализа (табл. 3).

Изучение почвы автоморфного варианта в шлифах показало, что иллювиальный горизонт лесной почвы в проходящем свете желтовато-бурого цвета состоит из компактных агрегатов, разбитых порами-трещинами. Плазма железисто-глинистая, анизотропная, сетчатая, со свидетельствами значительной подвижности глины в виде слабо оформленных папул внутри основы или кутан иллювиирования по порам.

Таблица 3

Результаты химических анализов погребенных почв (разрез Торчин, 4-73)

Разрез	Горизонт	Образец	Глубина, м	Гигро-скопическая вода, %	Гумус, %
4-73	A _{1t}	12	10,05	1,74	0,66
	A ₁	13	10,15	1,92	0,66
	B _t	15	10,40	1,90	0,37
	B _t	16	10,60	2,12	—
	BC	17	10,85	1,30	—
4a-73	Лёсс	1a	9,80	2,30	—
	A ₁	3a	10,00	2,27	1,12
	A ₁ A ₂	5a	10,10	1,08	0,26
	B _t	7a	10,40	3,01	—
	B _t	8a	10,80	1,90	—

Содержание ила незначительное с максимумом в горизонте A₁ 13,6%, постепенно убывает к основанию профиля.

Максимум полуторных окислов приурочен к горизонту B_t: содержание Fe₂O₃ составляет свыше 3%, Al₂O₃ — свыше 10%. Однако и здесь резкой дифференциации в распределении окислов по профилю нет, хотя ее можно было бы предполагать, исходя из морфологических особенностей профиля. Так, молярные отношения SiO₂/Al₂O₃ и SiO₂/K₂O₃ меньше в перекрывающем почву лёссе, хотя значительная выветрелость почвенной толщи сомнений не вызывает. Нарушение данной закономерности следует связывать с облегченностью гранулометрического состава почв гороховского комплекса.

В гидроморфном варианте почвы гороховского комплекса распределение ила и полуторных окислов более дифференцированное. Так, в шлифах из горизонта A₁A₂ заметны лишенные глины участки, белесоватый цвет, общая дезинтегрированность почвенной массы. В горизонте выщелачивания наблюдается и минимальное содержание ила — всего 4%. В лежащем ниже мраморовидном иллювиальном горизонте содержание ила в четыре раза больше — 17,60%. В горизонте A₁A₂ накапливается SiO₂ (90,44%) и очень мало Fe₂O₃ (1,67%), в иллювиальном горизонте накапливаются в основном полуторные окислы.

Изучение микростроения и анализ химических свойств двух разностей гороховского ископаемого почвенного комплекса показали, что почва, резче дифференцированная на генетические горизонты (4a-73), обладает и более дифференцированными по почвенному профилю свойствами: максимумы илистой фракции, а также валовых содержаний железа и алюминия приурочены к иллювиальному горизонту. Очевидно, в результате элювиально-иллювиального процесса, а частично и оглинивания

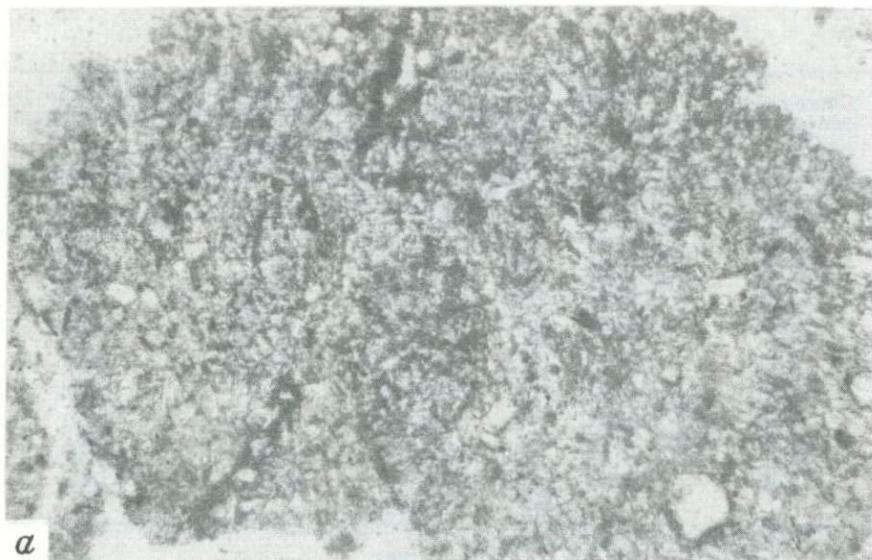
Содержание илистой фракции, %	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
	% на прокаленное вещество			
13,60	85,38	12,25	2,74	9,38
13,00	87,99	12,48	2,49	9,02
10,20	84,06	15,80	3,38	10,10
7,00	87,03	12,48	2,54	8,27
9,80	82,48	14,14	3,17	9,84
9,30	80,50	16,17	3,58	11,03
6,20	84,83	12,54	2,31	8,78
4,00	90,44	9,78	1,67	6,81
17,60	85,00	14,43	3,20	10,05
7,10	84,85	12,84	2,73	7,93

в горизонте B_t произошло настолько сильное заиливание (в два раза выше, нежели в автоморфной (4-73) почве), что в верхних горизонтах почвенного профиля стали интенсивнее развиваться процессы поверхностного оглеения. Оглеение и отток продуктов разрушения привели к выносу из горизонта отбеливания ила и полуторных окислов.

Таким образом, изучение особенностей строения почв из разреза Торчин позволило обнаружить причину морфологических различий и тем самым убедило в том, что варианты почв гороховского комплекса представляют собой элементы древней структуры почвенного покрова на водоразделе.

Разрез Корцев (9-72, 1086). Расположен в 18 км юго-западнее Луцка, у дороги Луцк-Львов. В геоморфологическом отношении эта территория представляет водораздельную равнину. Гороховский ископаемый почвенный комплекс вскрыт здесь на глубине 8 м от дневной поверхности. Общая протяженность стенок карьера превышает 1 км. В карьере вскрываются:

	Мощность, м
A ₁ — гумусовый горизонт — верхняя часть. Чередование суглинка сизого и серого, гумусированного, с признаками солифлюкционных смещений. Преобразован процессами педометаморфизма.	0,25
A ₁ — гумусовый горизонт — наиболее сохранившаяся нижняя часть. Суглинок темно-коричневый, ожелезненный по порам, интенсивно перерыт землероями. Контакт резкий, гумусовый материал проникает в лежащий ниже горизонт B _t в виде затеков шириной до 10 см и глубиной до 1 м и более	0,30
B _t — иллювиальный горизонт лесной почвы. Суглинок ярко-бурый зернисто-ячеистой текстуры, с ожелезнением, увеличивающимся к основанию слоя. В верхней части отмечаются пятнистые включения белесого материала. Встречаются кротовины	0,45
B _{2t} — горизонт. Суглинок песчанистый, плотный, участками четко слоистый	0,35



a



б

Рис. 4. Микростроение почв гороховского комплекса в разрезе Коршев (9-72).

Увеличение 6x8 при одном никеле. Микростроение горизонтов: *a* - гумусового, *б* - иллювиального

Подстиляется почва желтовато-серым кварцевым песком.

Микроморфологическое изучение почв показало, что шлиф из материала гумусового горизонта в проходящем свете имеет серовато-коричневую окраску. Материал агрегирован, агрегаты I-II порядков (до 0,2 мм). Плазма глинисто-гумусовая, изотропная, признаков ее перемещения в горизонте нет (рис. 4).



Рис. 5. Дифференцированный профиль гороховского комплекса в древней западине, разрез Коршев

Горизонт B_1 ярко-бурой окраски, состоит из плотно упакованных агрегатов I порядка, разделенных трещинами — порами. По стенкам пор видны скорлуповатые глинистые кутаны иллювирирования. Глинисто-железистая плазма оптически ориентирована, сильно ожелезнена в виде хлопьевидных обособлений гидроокислов, темно-бурых разводов (дендритов) и микроортштейнов. С глубиной к пылеватым частицам примешиваются окатанные песчаные зерна, глинистые кутаны иллювирирования переслаиваются с железистыми выделениями.

Горизонт С представлен плохо связанной массой зерен мелкого окатанного песка кварцево-полевошпатового состава с обломками карбонатных пород.

Наблюдения за пространственной изменчивостью почвенного комплекса в разрезе Коршев показали, что и здесь в условиях древних западин строение профиля иное. Профиль лесной почвы более дифференцированный: появляется мощный 20-сантиметровый отбеленный горизонт выщелачивания, мощность иллювиального горизонта увеличивается (рис. 5). Гумусовый горизонт дерновой фазы почвообразования отличается сизовато-черной окраской, пластичностью, обилием марганцовистых и углистых новообразований.

Содержание илистой фракции и подвижного железа (по Тамму) также резко дифференцировано: в горизонте A_2 около 7% ила и 0,49% Fe_2O_3 , тогда как в верхней части иллювиального горизонта — около 17% ила и 2% Fe_2O_3 .

Таким образом, в пределах Волынской лёссовой возвышенности можно выделить три основных типа строения почв времени микулинского межледниковья. В автоморфных условиях были широко распространены легкосуглинистые почвы, развитые на легких по механическому составу отложениях, преимущественно лёссах. Для них характерно отсутствие визуально выраженного горизонта выщелачивания при наличии ярко-бурого, железистого, структурного, с кутанами иллювирирования горизонта B_1 . Очевидно, легкий механический состав препятствовал в данном случае процессам поверхностного оглеения. Подчиненное значение имели почвы с резко дифференцированными профилями, включающими осветленный горизонт A_2 . Они встречались в двух случаях: на двучленных осадках легкой суглинок — морена и в древних микропонижениях.

В западных районах (в основном на территории Польши) возрастные аналоги гороховского ископаемого почвенного комплекса развиты чаще всего на лёссовидных отложениях и отличаются четкой дифференциацией на генетические горизонты.

Разрез Неледов (Польша). Наиболее близок в территориальном отношении к рассмотренным разрезам Волынской возвышенности. Расположен на Городельской лёссовой гряде Люблинской возвышенности, недалеко от г. Хрубешов. Разрез детально изучен Мойским (Mojskij, 1965), Маруцаком (Maruszczak, 1972, 1976), Ерсакком (Jersak, 1973). Полигенетический почвенный комплекс типа Нетулиско I, по данным Ерсака (Jersak, 1973), залегает здесь на глубине около 5 м, имеет четкие

морфотипические признаки, позволяющие сопоставлять его в возрастном отношении с гороховским ископаемым комплексом на Волыни и мезинским в центральных районах Русской равнины.

В почвенной толще можно выделить следующие генетические горизонты:

	Мощность, м
A_1 — гумусовый горизонт. Суглинок коричневатого-серый, пористый крупноплитчатый (вторично-мерзлотный признак), с пропиткой по отдельностям гидроокислами железа. Внутри горизонта отмечаются следы пожара в виде оранжево-бурых линз и включений древесных углей	0,30
A_1A_2 — горизонт. Супесь с многочисленными линзами (2–4 мм) белесой супеси	0,20
A_1 — горизонт. Суглинок белесый, пылеватый, рыхлый, с железисто-марганцовистыми привзсками	0,15
V_{1t} — иллювиальный горизонт. Суглинок коричневатого-бурый, ячеистой текстуры, с вертикальными линзами белесого материала в верхней части	0,65
V_{2t} — иллювиальный горизонт. Чередование бурого ожелезненного и палевого супесчаного материала	

Подстиляется почва слоистыми лёссовидными породами, залегающими на аллювиальных отложениях р. Бялки.

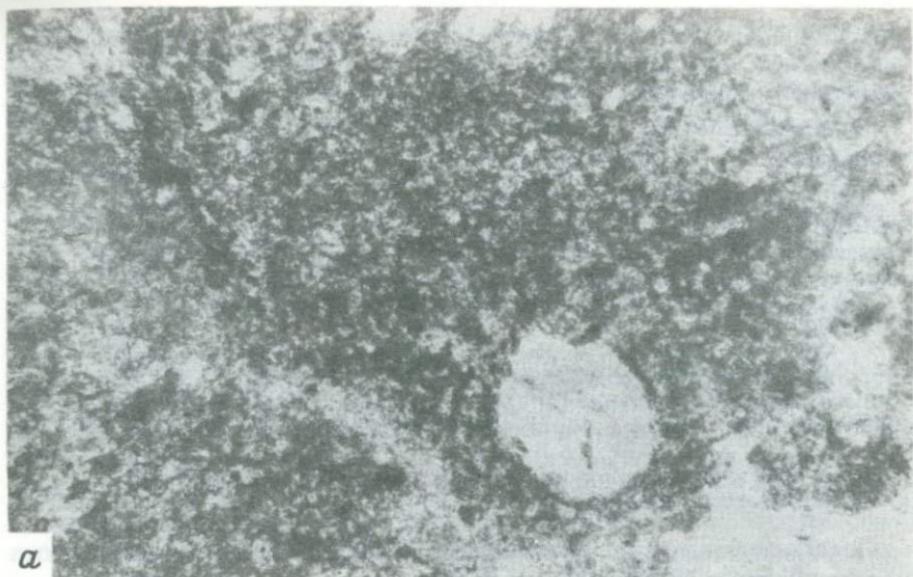
При изучении почвы в шлифах выявились следующие особенности (рис. 6).

Микростроение горизонта A_1A_2 неоднородное: темно-бурые микроучастки чередуются с осветленными, обедненными плазменными веществами, имеющими вытянуто-изогнутый характер, вероятно в результате криогенных деформаций. В пределах бурых микроучастков, представляющих собой первичные гумусированные агрегаты плотной упаковки, темно-бурая плазма имеет глинисто-гумусовый состав, гумус скоагулирован, много углистых частиц.

В горизонте V_{1t} в проходящем свете окраска шлифа неоднородная: основная масса бурого цвета, многочисленные кутаны иллювиирования окрашены в интенсивный, яркий буро-желтый цвет. Плазма в основной массе глинисто-железистая, светло-бурая, чешуйчатая, слегка комковатая. Агрегаты разделены порами — трещинами, в них много кутанов иллювиирования гумусово-железисто-глинистого состава. Имеются микроучастки, обедненные плазменными веществами, с незначительным количеством светло-бурой чешуйчатой плазмы, обогащенной склетным материалом.

В горизонте V_{2t} окраска светлее. В скелете, помимо преобладающих пылеватых частиц, встречаются песчаные зерна. Плазма железисто-глинистая, чешуйчатая. Ожелезнение в виде бесформенных обособлений. Отмечаются включения папулей. Подвижность глины убывает к основанию профиля, что выражается в незначительном содержании кутанов иллювиирования в горизонте V_2 .

Микроморфологические исследования, а также аналитические данные, приведенные Ерсаксом (Jersak, 1973), свидетельствуют о четкой дифференциации профиля на две разнородные по генезису толщи, что уже отмечалось для гороховского комплекса Волынской возвышенности. Нижняя часть комплекса представлена резко дифференцированной на генетические горизонты лесной почвой, в формировании которой большое



a



б

Рис. 6. Микростроение почв комплекса Нетулиско I в разрезе Неледов.

Увеличение 6х9 при одном никеле. Микростроение горизонтов: *a* – гумусового, *б* – иллювиального

участие принимали процессы лессиважа и поверхностного оглеения. Почвы сходного строения имеются и в близлежащих к Неледову разрезах – Тщешаны, Хрубешов и других (Mojskij, 1965, 1969).

Южнее, в пределах Сокальской гряды Люблинской возвышенности, почвы этого возраста детально изучены Марущаком (Maruszczak, 1971, 1972, 1976), Бурачинским и Войтановичем (Buracynskij, Wojtanowicz,

1973)¹. Марушак отмечает хорошее развитие межледниковых почв, резкую дифференциацию профиля лесной эмской (микулинской) почвы на генетические горизонты. Он указывает на участие в формировании этих почв процессов поверхностного (внутрипочвенного) оглеения. Эмские лесные почвы Марушак определяет как псевдоподзолистые. Учитывая географическое положение Люблинской возвышенности, мы придерживаемся такого же взгляда на генезис рассматриваемых почв (Величко, Морозова, 1973).

Разрез Журавица (Польша). Расположен на возвышенности в 20 км к юго-западу от г. Сандомира. Разрез детально использовался Ерсакем (Jersak, 1973), выделившим здесь почвенный комплекс Нетулиско I, который залегает в разрезе на глубине около 3 м и имеет следующее строение:

	Мощность, м
A ₁ — гумусовый горизонт второй фазы почвообразования, темно-серого цвета. Ниже залегает почва лесного генезиса	0,60
A ₂ l — горизонт. Супесь белесая, пылеватая, с редкими железисто-марганцеватыми включениями	0,10
A ₂ B _t — горизонт. Суглинок бурый, легкий, плотный, зернистой структуры, с обильной кремнеземистой присыпкой по граням структурных отдельностей. Имеются уровни белесой супеси толщиной 1–1,5 см.	0,35
B _t — горизонт. Суглинок бурый, средний, зернистой структуры, с прожилками более бурого суглинка	

Почва подстается палево-желтыми супесями, переходящими в песчаные аллювиальные отложения р. Одры (датируются временем среднепольского оледенения).

Микроморфологическое изучение шлифов выявило следующие особенности (рис. 7).

Перекрывающий почву лёсс буровато-палевого цвета. Его микросложение компактное, неагрегированное. Скелет представлен зернами первичных минералов "лёссовой" фракции. Поры округлые, заполненные микропылеватым кальцитом. Видны диффузные и плотные новообразования гидроокислов железа.

Гумусовый горизонт A₁ коричневатобурый, крупно агрегированный. Плазма гумусно-глинистая, изотропная, без признаков перемещения. Гумус в виде бурых хлопьев. Ожелезнение в виде пленок и орштейнов. Верхняя часть гумусового горизонта светлее, по стенкам пор отложения вторичного микропылеватого кальцита.

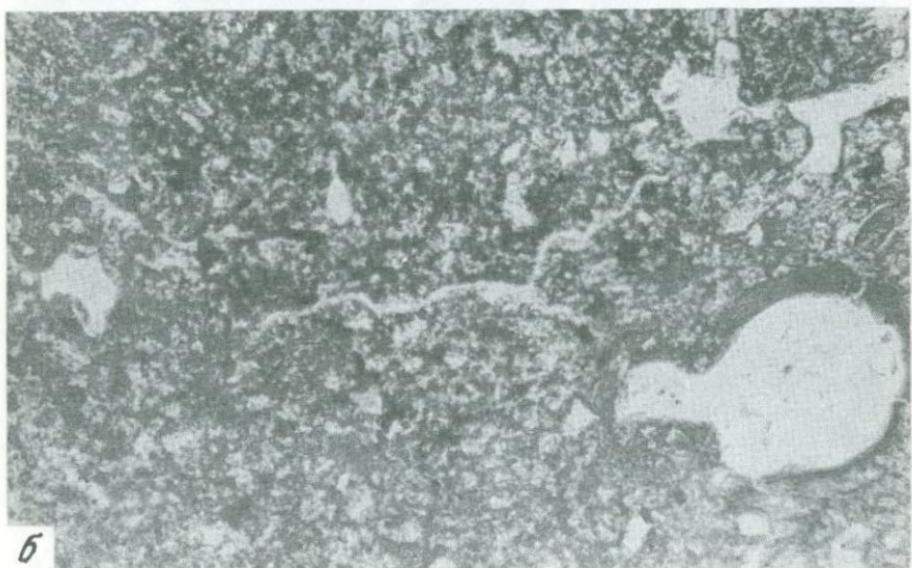
В нижней части горизонта помимо хлопьевидного гумуса, множество обугленных частиц.

В переходном горизонте A₂B_t имеются участки двух типов микростроения: 1) темно-бурые, плотноватого микростроения, плазменно-пылеватые, с комковатой железисто-глинистой слабочешуйчатой плазмой, по стенкам пор с бурыми кутанами иллювирирования; 2) светло-серые, обогащенные скелетом участки вымывания плазмы с сегрегациями гидроокислов железа.

¹ Разрезы Сокальской гряды Тышовце, Ратычув, Комарув, Гурны описаны А.Б. Богущим в 1975 г.



a



б

Рис. 7. Микростроение почв комплекса Нетулиско I в разрезе Журавица
Увеличение 6x9 при одном никеле. Микростроение горизонтов: *a* – гумусового,
б – иллювиального

Горизонт B_t интенсивного ярко-бурого цвета, плотно микростроения в первичных агрегатах, которые отделяются один от другого порами-трещинами. В округлых порах слоистые кутаны иллювирования. Основная масса пылевато-железисто-глинистая, комковатая. Внутри основы скопления гидроокислов железа и марганца.

Книзу степень выраженности иллювирувания глины уменьшается и сохраняется только в виде глинистых кутан иллювирувания по трещинам.

Лёссовидный суглинок в основании почвы серовато-палевого цвета, компактного микросложения. Плазма глинисто-карбонатная. Стяжения глинисто-карбонатного материала обильные. Имеются рыхлые (до 4 мм) стяжения из пылеватых карбонатов.

Этот разрез, как и описанные ранее, подтверждает мысль о полигенности гороховского почвенного комплекса и принадлежности его верхней и нижней частей к различным эпохам почвообразования позднего плейстоцена.

Факт разновозрастности двух частей мезинского комплекса был установлен А.А. Величко и Т.Д. Морозовой (1972) в бассейне среднего течения Десны. Эта точка зрения подтверждается также материалами изучения Волынской возвышенности. Так, отношение $C_{ГК}/C_{ФК} > 1$ в горизонте A_1 , тогда как в иллювиальном горизонте это отношение резко уменьшается. Кроме того, профиль гороховского ископаемого комплекса при всей сложной криогенной деформированности несет дополнительную информацию о строении почв первой фазы почвообразования. В частности, наблюдается заполнение в некоторых случаях элементарных жил-трещин, секущих иллювиальный горизонт, не серовато-черным материалом слоя A_1 , а коричневатобурый суглинок, не образующим в разрезе самостоятельного горизонта. Есть все основания полагать, что в данных случаях мы имеем дело с остатками несохранившегося горизонта A лесной почвы, переработанного почвообразовательными процессами последующей фазы.

Попытаемся представить характер почвообразования для двух временных срезов гороховского ископаемого почвенного комплекса.

Почвы I фазы комплекса относятся к почвам лесного ряда. В результате анализа пространственной изменчивости комплекса установлено, что в составе почвенного покрова древних водоразделов преобладали почвы со слабодифференцированным на генетические горизонты профилем. Такие описанные их свойства, как мраморовидность бурого горизонта B , его деградированность в верхней части, максимальное содержание ила и полуторных окислов, наличие сложных многослойных кутан иллювирувания, свидетельствуют о совместном протекании процессов оглинивания, лессиважа, частично поверхностного оглеения. По совокупности почвообразовательных процессов мы диагностируем почвы I (микулинской) фазы как сходные и сопоставимые с современными бурями лессивированными (лювисолями).

В комбинации с ними в понижениях рельефа (разрезы Коршев, Торчин), а также в своеобразных условиях двучленной материнской породы (разрез Нововолыньск) развиты почвы с более резкой дифференциацией на генетические горизонты. Для гидроморфных вариантов гороховского комплекса отмечаются выщелоченность горизонта A_2 от ила, оксалатнорастворимого железа, полуторных окислов. Дезинтегрированность почвенной массы этого горизонта сочетается с хорошей оструктурен-

ностью плотно упакованных агрегатов горизонта B_1 , в котором и накапливаются продукты разрушения верхней части профиля. Столь резкая дифференциация всех показателей обусловлена, по-видимому, процессами мощного поверхностного оглеения в условиях гидроморфизма. Эти почвы, занимающие подчиненное место в составе почвенного покрова Волынской возвышенности, сопоставляются нами с псевдоглеевыми некоторых классификаций. Как уже отмечалось, на территории Польши в составе почвенного покрова характеризуемого времени преобладали почвы подобного типа строения (хотя эти выводы предварительные), что, возможно, связано с повышенной увлажненностью более западных районов территории.

При смене климата в условиях ранневалдайского похолодания почвенный профиль первой фазы почвообразования подвергся значительным криогенным деформациям, рассмотренным при изложении фактического материала. Скорее всего, почва реагировала на мерзлоту не как пассивное "мертвое" тело. Можно предположить, что в течение определенного периода, длительность которого установить трудно, на строении профиля отражались и процессы мерзлотного почвообразования.

Ранневалдайская волна холодных и сухих перигляциальных условий не была устойчивой и сменилась теплыми условиями II фазы почвообразования гороховского комплекса. Во II фазу почвообразование характеризовалось интенсивным гумусонакоплением, не приведшим, однако, к формированию профиля по типу современного чернозема. Можно предполагать, что почвы II фазы формировались в условиях высокопродуктивных луговых сообществ. Любопытно, что почвенный покров этого времени, хотя и сnivelировал неровности древнего микрорельефа (микрорельеф выступал как фактор дифференциации почвенного покрова I фазы), унаследовал частично такой признак, как степень гидроморфизма: почвы, близкие к псевдоглейам, перекрыты дерновыми горизонтами с очень высоким содержанием негидролизуемого остатка. Верхний контакт с лёссом несет следы солифлюкционных смятий, указывая тем самым на значительную подвижность грунта в условиях мерзлоты после завершения почвообразования или на последних его этапах.

ЛИТЕРАТУРА

- Богуцкий А.Б., Величко А.А., Нечаев В.П. Палеокриогенные процессы на западе Украины в верхнем и среднем плейстоцене. — В кн.: Проблемы палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975.
- Богуцкий А.Б. Четвертинні відклади. — В кн.: Природа Волинської області. Київ: Вища школа, 1975.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Микулинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение. — В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты палеогеографии Русской равнины в верхнем плейстоцене. — В кн.: Лёсс — перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М.: 1969.

- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972.
- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Древние почвы. — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене: Реконструкции и модели. М., 1973.
- Морозова Т.Д.* Строение древних почв и закономерности их географического распространения в различные эпохи почвообразования верхнего плейстоцена. — Почвоведение, 1963, № 12.
- Bogucki A.B.* Stratygrafia lessów Wyzyny Wołyńskiej. — In: Przewodnik symposium krajowego. Lirologia i stratygrafia lessów w Polsce. W-wa, 1972.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J.* Nowe profile lessowe Grzędy Sokalskiej. — Ann. Univ. Marie Curie-Skłodowskiej, sec. B, 1973, vol. 28, N 1.
- Jersak J.* Litologia i stratygrafia lessu Wyzyn Południowej Polski. Łódź, 1973.
- Maruszczak H.* Gleby kopalne i stratygrafia lessow Grzędy Sokalskiej. — Ann. Univ. Marie Curie-Skłodowskiej, sec. B, 1971, vol. 26, N 2.
- Maruszczak H.* Podstawowe cechy genetyczne i stratygraficzne lessów Polski południowo-wschodniej. — In: Przewodnik symposium krajowego. Litologia i stratygrafia lessow w Polsce. W-wa, 1972.
- Maruszczak H.* Stratygrafia lessów Polski południowa-wschodniej. — Badań czwartorzędu w Polsce. W-wa, 1976, t. 18.
- Mojski J.* Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej. — Biul. Inst. geol., 1965, t. 11, N 187.
- Mojski J.* Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i Wyzyn Środkowo-polskich. — Biul. Inst. geol., 1969, N 220. t. 12.
- Sawicki L.* O stratygrafii lessu w Polsce. — Roczn. Pol. tow. geol., Zesz. 2, 1932, t. 8.

УДК 551.893 (471.3)

С.А. СЫЧЕВА, В.П. УДАРЦЕВ

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПОЧВ МЕЗИНСКОГО КОМПЛЕКСА ОКСКО-ДОНСКОЙ РАВНИНЫ

Мезинский почвенный комплекс представляет один из наиболее ярких почвенных феноменов в толще плейстоценовых лёссов. Мощная, хорошо выраженная на большей части территории внеледниковых районов Русской равнины, эта ископаемая почва с конца прошлого века изучалась П.Я. Армашевским (1889), А.Д. Архангельским (1913), К.Д. Глинкой (1916), А.А. Красюком (1916), В.Д. Ласкаревым (1912), А.И. Набоких (1912), В.И. Крокосом (1926), А.И. Москвитинным (1930), П.К. Заморием (1975), А.А. Величко (1973), Т.Д. Морозовой (1969), М.Ф. Векlichem (1968), Н.А. Сиренко (1974), О.П. Добродеевым (1973) и др.

В настоящей статье приведены обобщенные материалы изучения почв мезинского комплекса Окско-Донской равнины, полученные нами в течение последних шести лет. В основу наших полевых исследований положены методы, разработанные в ИГ АН СССР и широко используемые в настоящее время при изучении ископаемых почв (Величко, Морозова, 1963, 1976). Для детального анализа свойств почв выбирались разрезы, расположенные на водоразделах или древних террасах, по морфологии близких к водоразделам. С учетом этого и сравнивались основные диагностические признаки ископаемых почв различных зон.

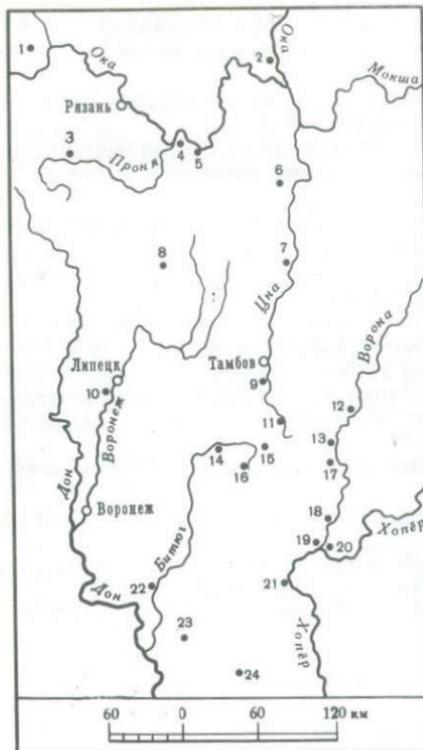
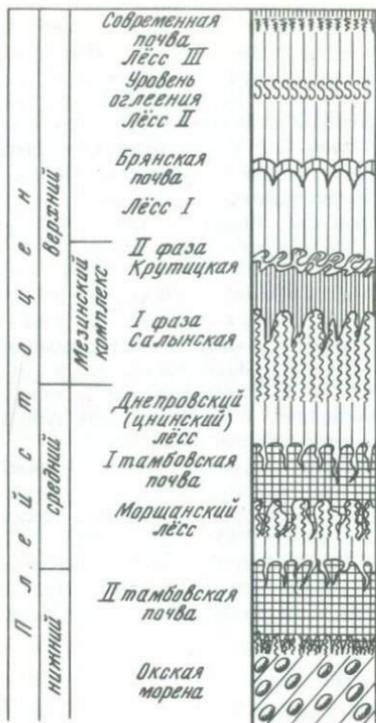


Рис. 1. Схема расположения разрезов с почвами мезинского комплекса

1 - Гололобово; 2 - Иванчино, 3 - Михайлов; 4 - Фатьяновка, 5 - Крутицы; 6 - Шацк; 7 - Моршанск; 8 - Александро-Невский; 9 - Калиновичи; 10 - Пады; 11 - Кирьяново; 12 - Инжавино; 13 - Большая Ржакса; 14 - Новопокровка; 15 - Чичерино; 16 - Токаревка; 17 - Моисей-Алабушка; 18 - Посевкино; 19 - Борисоглебск-I; 20 - Борисоглебск-II; 21 - Новохоперск; 22 - Бобров; 23 - Клепки; 24 - Калач

Рис. 2. Сводная схема строения плейстоценовых лёссов и ископаемых почв Окско-Донской равнины



Стратиграфическое положение и геологический возраст. Почвы мезинского комплекса залегают в основании позднеплейстоценовых (валдайских) лёссов и в пределах Окско-Донской равнины встречаются достаточно широко (рис. 1). К особенностям их распространения и положения в разрезах относится некоторая ограниченность осевой сниженной части равнины. На прилегающих склонах Среднерусской, Приволжской и Калачской возвышенностей почвы мезинского комплекса в лёссовых разрезах отмечаются значительно реже. Это связано с общими зональными, так и геоструктурными особенностями распространения лёссового покрова на данной территории.

В связи с этим на севере района, в Окской лёссовой провинции, где хорошо развиты валдайские лёссы, мезинский комплекс залегает на глубине (5-6 м) от поверхности. Сверху в лёссах, как правило, хорошо

представлены брянская почва и трубчевский уровень оглеения. К югу, в центральной части равнины, мощность валдайский лёссов сокращается до 1–1,5 м и мезинский комплекс местами залегает непосредственно под современной почвой. Еще меньшую мощность имеют позднплейстоценовые лёссы на возвышенностях, где за счет более интенсивного развития склоновых процессов бывают уничтожены не только валдайские лёссы, но и мезинский комплекс. В таких случаях наблюдаются выходы на дневную поверхность еще более древних горизонтов средне- и нижнплейстоценовых почв.

В отличие от бассейна Днепра, где почвы мезинского комплекса сформированы на маломощных алевролитах, фациально связанных с днепровской мореной, в пределах Окско-Донской равнины материнской породой для них послужили хорошо развитые карбонатные лёссы, являющиеся временным аналогом днепровского оледенения (Величко и др., 1977). Днепровский горизонт в свою очередь отделен от подстилающей морены еще двумя самостоятельными горизонтами тамбовских почвенных комплексов и моршанским лёссом. К настоящему времени строение надморенной части лёссового покрова Окско-Донской равнины, включающее мезинский комплекс, можно представить в виде следующей схемы (рис. 2).

Обоснование геологического возраста мезинского комплекса впервые было дано В.И. Крокосом (1937) для лёссовых районов Украины. Он считал его днепровско-бугским (днепровско-валдайским). Такой возраст мезинского комплекса признается большинством исследователей и в настоящее время. Существующие расхождения укладываются в этот временной интервал (Веклич, 1968; Величко, 1973; Добродеев, 1973; Сиренко, 1974; Москвитин, 1976; Величко, Морозова, 1976).

Главная особенность этого почвенного комплекса, которая и служит причиной различных возрастных интерпретаций, — его полигенетическое строение, отражающее двухфазное развитие. А.И. Москвитин (1954) нижнюю часть комплекса (горизонты A_2 и Vt) относит к подзолистой почве одинцовского межледниковья, а верхнюю (горизонт A_1) — к черноземовидной микулинской. Но приведенные им данные для обоснования этой точки зрения могут свидетельствовать только о одновременности развития указанных почвенных фаз, но не об их геологическом возрасте.

Непосредственно в стратотипическом разрезе Мезин, по данным палинологического изучения озерно-болотных отложений, фациально связанных с лесной фазой мезинского комплекса, был доказан ее микулинский возраст (Величко и др., 1963). Соответственно степная (крутицкая) фаза была позднее отнесена ко времени ранневалдайского потепления (Величко, 1973).

Характеристика почв в разрезах

Для характеристики почвенного покрова северной части Окско-Донской равнины нами был выбран, как один из наиболее типичных, разрез у г. Михайлова Рязанской области.

Разрез Михайлов. Расположен в карьере кирпичного завода в пределах древней ледниковой долины стока, ширина которой на этом участ-

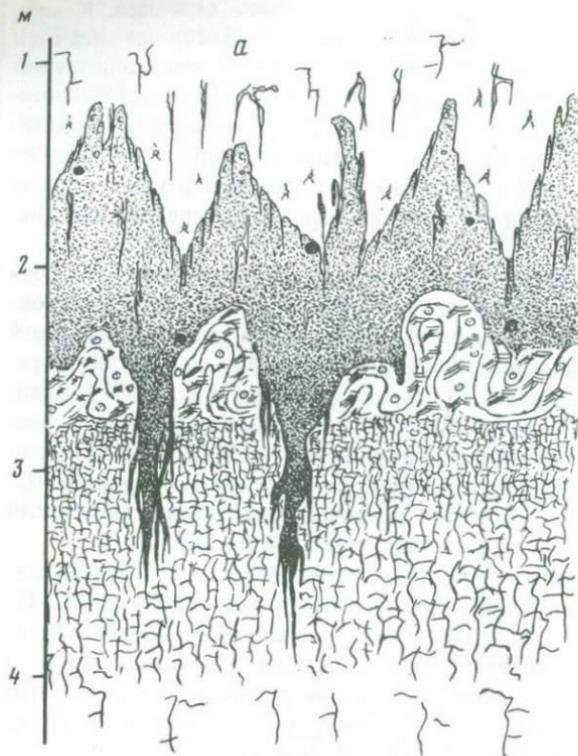
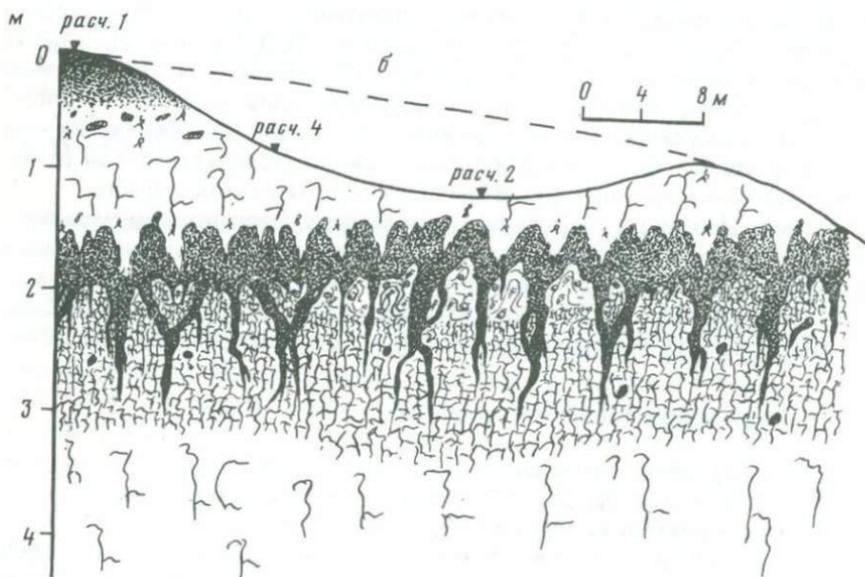


Рис. 3. Мезинский комплекс в разрезе: *а* — Михайлов, *б* — Моршанск
 Горизонты: 1 — A_1 ; 2 — A_2 ; 3 — B_t ; 4 — V_{Ca} ; 5 — лесс; 6 — кровины



ке составляет 2–3 км. Карьер находится на левом высоком берегу Прони, на восточной окраине города.

Мезинский комплекс развит на днепровских лёссовидных суглинках в 1,5–2 м от поверхности и сверху перекрыт почвой брянского интервала. Он имеет следующее строение (сверху вниз) (рис. 3):

Мощность, м

A_1 – суглинок, неоднородный по окраске; в верхней части серовато-палевый, внизу буровато-серый со слабо выраженной комковатой структурой, пористый, с небольшим количеством железистых примазок. Нижний контакт четкий, трещиноватый. Мощность горизонта не выдержана 0,4–1,4

По микростроению горизонт также неоднороден. Для его верхней части характерна микроагрегированность, свойственная лёссовидным суглинкам. В нижней части отмечаются простые крупные агрегаты. Плазма глинистая, гумусо-глинистая, скоагулированная, чешуйчатого микростроения.

A_2 – суглинок светло-серый, с буроватым оттенком, пластинчато-мелкозернистой структуры, с большим количеством белесой присыпки и марганцовисто-железистых примазок и орштейнов, особенно по нижней границе. Граница четкая, слегка волнистая. Горизонт сильно нарушен мерзлотными деформациями, поэтому его мощность не выдержана 0,1–0,5

Bt – суглинок бурый с белесоватым оттенком, в верхней части более темный (Bt_1), к низу светлеет и становится буровато-палевым (Bt_2). Структура в верхней части (Bt_1) пластинчато-мелкоореховая, к низу укрупняется до ореховатой и крупноореховатой (Bt_2). Структурные отдельности покрыты отмытыми зернами кварца (кремнеземистая присыпка). Переход очень постепенный по цвету и структуре 1,3

Для микростроения иллювиально-глинистого горизонта характерны крупные угловатые агрегаты, покрытые, как и внутриагрегатные поры, натечными пленками оптически ориентированных глин.

$BC(Bt_3)$ – суглинок палевый с белесоватым оттенком. Структура выражена хуже, кремнеземистой присыпки по граням агрегатов меньше. Постепенно переходит в бескарбонатный лёссовидный суглинок палевого цвета 0,5

По механическому составу мезинский комплекс относится к пылеватым средним суглинкам с четкой дифференциацией основных фракций по аккумулятивно-элювиально-иллювиальному типу (табл. 1). Элювиально-иллювиальный характер нижней части комплекса (горизонты A_2 и Bt) проявляется в характере распределения Al_2O_3 (табл. 2). В гумусо-аккумулятивном горизонте из-за увеличения илистой фракции возрастает валовое содержание глинозема и уменьшается количество SiO_2 по сравнению с нижней частью профиля.

Профиль комплекса отмыт от карбонатов. Отмечается их появление на глубине 2,0–2,5 м от горизонта A_z .

Содержание гумуса слегка увеличивается к основанию горизонта A_1 , затем постепенно уменьшается в горизонтах A_2 и Bt и в материнской породе не превышает 0,2%. Групповой состав гумуса, в котором преобладает нерастворимый остаток, неоднороден по профилю мезинского комплекса (табл. 3).

В строении сложного профиля мезинского комплекса типа A_1-A_2-Bt-C , кроме почвообразовательных процессов, отразились также диагне-

Таблица 1

Механический состав почв мезинского комплекса, разрез Михайлов

Горизонт	Глубина, м	Гигроскопическая влажность, %	Размер частиц, мм;	
			1-0,25	0,25-0,05
Брянская ископаемая почва	0,30	2,34	0,7	—
A ₁	0,95	1,97	0,7	1,8
A ₂	1,60	1,56	2,0	0,3
Bt ₁	2,00	1,70	0,2	—
Bt ₂	2,30	1,44	0,2	—
BC	2,75	1,39	—	—
C	3,45	1,21	—	3,2
C	3,55	1,26	1,3	—

Таблица 2

Химический состав почв мезинского комплекса, разрез Михайлов

Горизонт	Глубина, м	Гумус, %	CO ₂ , %	Валовой состав, % на про	
				SiO ₂	Al ₂ O ₃
Брянская ископаемая почва	0,15	0,56	2,73		
	0,30	0,80	0,75	73,31	14,16
A ₁ '	0,45	0,70	0,36		
A ₁ '	0,95	0,60	0,18	75,01	13,87
A ₁ ''	1,25	0,78	0,55		
A ₂	1,60	0,50	Следы	78,82	11,69
Bt ₁	2,00	0,33	—	77,46	12,92
Bt ₂ '	2,30	0,22	—		
BC	2,75	0,15	—	79,34	12,03
C	3,45	0,16	Следы	79,85	11,82
C	3,55	0,21	То же		

нетические изменения, связанные с наложением последующих мерзлотных и почвенных процессов, проявившихся в виде нарушения границ горизонтов, вторичного оглеения, нахождения карбонатов в верхней части профиля. Одновременное присутствие в профиле комплекса элювиально-иллювиальной нижней части (A₂ и Bt) и достаточно мощного гумусо-аккумулятивного горизонта с более высоким содержанием не только гумуса, но R₂O₃ и RO позволяет говорить об их гетерохронном образовании: в I фазу — почв с горизонтами A₂ и Bt и во II фазу — горизонта A₁.

содержание фракций, %

0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	< 0,01
41,8	9,9	9,9	37,7	57,4
50,6	6,1	9,4	31,4	46,9
62,6	5,3	7,5	22,3	35,0
60,8	6,2	5,0	27,8	39,0
64,6	4,7	4,3	26,2	35,2
65,2	3,5	4,4	26,9	34,5
66,4	4,5	3,3	22,6	30,4
65,7	6,3	4,9	21,8	32,3

каленную и бескарбонатную навеску

Молекулярные отношения

Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	CaO	MgO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃
5,15	19,31	Не определялось 2,49	1,66	8,8	38,0	9,6
4,55	18,43	Не определялось 1,43	1,06	9,2	44,0	7,6
4,69	16,38	Не определялось 1,45	0,92	11,5	44,9	9,1
4,63	17,55	1,45	1,05	10,1	45,0	8,3
3,81	15,84	Не определялось 1,25	0,74	11,2	55,6	9,3
3,64	15,46	1,35	0,80	11,5	58,6	9,6
		Не определялось				

Горизонт А₂ сильно обеднен тонкодисперсным глинистым веществом, которое вынесено в горизонт Вt, о чем свидетельствуют многочисленные натёки поляризующей глины. Этот признак, по мнению многих исследователей, — один из основных критериев лессиважа. Для иллювиально-глинистого горизонта характерно одновременное накопление ила и Al₂O₃ относительно материнской породы. Это, как отмечает А.А. Роде (1964), обязательный, но недостаточный критерий лессиважа. В горизонте А₂ отмечается также обильная сегрегация железа в нодули и пятна, количест-

Таблица 3

Основные характеристики гумуса мезинского комплекса

Разрез	Горизонт	Глубина, м	С _{общ} , %	Групповой состав, %			$\frac{C_{ГК}}{C_{ФК}}$
				C _{ГК}	C _{ФК}	C _{н.о./С}	
Михайлов	A ₁ '	0,45	0,40	12,09	18,38	68,59	0,62
	A ₁ '	0,95	0,35	11,63	18,47	69,89	0,63
	A ₁ ''	1,25	0,41	20,39	18,67	60,93	1,09
	A ₂	1,60	0,24	15,55	16,37	68,07	0,95
	Vt	2,00	0,13	9,70	20,15	70,15	0,48
Моршанск	A ₁	0,20	0,51	15,75	15,55	68,70	1,01
	A ₂	0,65	0,26	7,03	14,06	78,19	0,50
	Vt	0,85	0,15	6,16	10,27	83,56	0,60
Борисово-глубск	A ₁ '	4,10	0,49	8,64	18,52	72,84	0,47
	A ₁ ''	4,90	0,60	21,17	14,00	64,83	1,51
	A ₁ ''	5,20	0,54	22,42	13,27	64,30	1,69
	Vt	5,55	0,26	6,15	16,15	64,69	1,00
Клепки	A ₁ ''	1,70	0,60	11,01	12,44	66,65	1,69
	A ₁ ''	2,40	0,71	26,44	10,41	64,15	2,54

во которых уменьшается с глубиной (в нижней части горизонта Vt железистых новообразований практически нет), что, вероятно, и есть результат поверхностного оглеения.

Таким образом, ведущий процесс для почвы I фазы мезинского комплекса можно определить как элювиально-иллювиальный, слагающийся из лессиважа и поверхностного оглеения, в результате которого сформировались лесные почвы с резко выраженной дифференциацией профиля типа A₁-A₂-Vt-C. Возможно, в образовании этих почв равную роль играл и подзолистый процесс, о чем свидетельствует наличие глинисто-гумусовых кутов иллювиирования в горизонте Vt. Однако из-за неустоявшихся представлений (Зайдельман, 1970) о критериях некоторых элементарных почвенных процессов (а именно лессиваж и оподзоливание) мы определяем рассмотренные лесные почвы исходя из особенностей строения почвенного профиля как дерново-подзолистые. Выделение гумусового горизонта этих почв осложняется последующим наложением горизонта A₁ почв II фазы.

Горизонт A₁ мезинского комплекса обладает рядом признаков, позволяющих подразделить его на два подгоризонта: собственно гумусовый (A₁'') и переходный к лёссу (A₁'). Для первого, отражающего условия

E _{СГК} мг/мл	Длина волн, нм; E _{СГК} 136 мг/мл						
	465	496	533	574	619	665	726
21,3	2,18	1,17	1,28	0,92	0,64	0,37	0,21
19,3	1,99	1,57	1,17	0,83	0,59	0,35	0,18
18,8	1,99	1,52	1,33	0,85	0,62	0,38	0,21
17,1	1,74	1,39	1,07	0,80	0,56	0,34	0,21
8,5	0,86	0,67	0,50	0,36	0,24	0,16	0,09
20,2	2,09	1,60	1,21	0,86	0,58	0,35	0,21
22,2	2,23	1,70	1,26	0,82	0,57	0,35	0,22
11,3	1,13	0,91	0,73	0,54	0,48	0,34	0,28
13,6	1,40	1,10	0,87	0,65	0,46	0,29	0,18
24,2	2,49	1,01	1,57	1,19	0,86	0,54	0,33
23,6	2,43	1,95	1,49	1,12	0,79	0,48	0,38
19,8	2,03	1,65	1,32	1,02	0,69	0,45	0,28
25,2	2,58	2,10	1,67	1,28	0,90	0,63	0,38
24,9	2,51	2,06	1,62	1,19	0,85	0,56	0,36

почвообразования II (крутицкой) фазы, характерны увеличение тонкодисперсного бурого гумуса, фульватно-гуматный состав и довольно значительные величины оптической плотности (см. табл. 3). Это основные признаки процесса гумусонакопления. По-видимому, во время II фазы почвообразования несколько усиливался дерновый процесс по сравнению с почвообразованием I фазы.

Для переходного к лёссу подгоризонта характерно незначительное уменьшение содержания гумуса, наличие микроагрегатов, свойственных лёссовидным суглинкам, фульватный состав гумуса и переходный характер по количеству основных компонентов валового и механического состава к лежащему выше суглинку. По-видимому, его формирование, определяющее заключительный этап развития мезинского комплекса, происходило при ослаблении процессов почвообразования, в частности гумусонакопления, и усилении процессов седиментации мелкозема.

Разрез Моршанск. Расположен в 100 км к югу от Михайлова, в Моршанской карьере кирпичного завода, на левом берегу Цны. Разрез особенно интересен в связи с тем, что здесь по стенкам карьера на уровне мезинского комплекса отмечаются древние микропонижения (западины).

Они представляют собой небольшие блюдца диаметром около 20–30 м, глубиной 30–40 см. Наличие этих понижений обусловило сложную структуру почвенного покрова. Так, для первой фазы мезинского комплекса в одном разрезе мы можем наблюдать постепенный переход от почв автономных к гетерономным (см. рис. 3,б).

На наиболее возвышенных участках, за пределами западин (расчистка 1), мезинский комплекс имеет следующее строение (сверху вниз):

Мощность, м

A_1 — суглинок коричневатого-серый, неясно комковатой структуры, с рассеянными рыхлыми пятнами карбонатов, по верхнему контакту с многочисленными марганцовисто-железистыми новообразованиями (ортштейнами, примазками) 0,05–0,5

Верхняя часть горизонта A_1 сильно нарушена крупными трещинами, карманами, проникающими из лежащего выше слоя на всю глубину гумусового горизонта.

Bt — подразделяется на два подгоризонта. Bt_1 — суглинок ярко-бурый, плитчато-зернистой структуры с обилием кремнеземистой присыпки. Bt_2 — структура постепенно укрупняется до ореховатой и крупноореховатой, цвет становится желто-бурый, количество белесой присыпки несколько уменьшается. По всему горизонту Bt наблюдается большое количество марганцовисто-железистых пятен и ортштейнов. Переход к почвообразующей породе очень постепенный. 1,1

На склоне западины (расчистка 4) в почвенном профиле появляется переходный горизонт A_1A_2 коричневатого-серого суглинка с тонкой белесой присыпкой и с обилием марганцовисто-железистых новообразований в виде рыхлых ортштейнов и пятен. На дне западины (расчистка 2) мезинский комплекс имеет наиболее дифференцированный профиль с хорошо выраженным осветленным горизонтом.

Мощность, м

A_1 — сильно разбит трещинами, но сохранился лучше, чем в расчистке 1; имеет более темную окраску. Мощность горизонта не выдержана. 0,2–0,6

Микростроение горизонта характеризуется рядом гетерогенных признаков: сложной агрегированностью и значительным содержанием тонкодисперсного гумуса; сегрегацией марганцовисто-железистых соединений, а также наличием в порах игольчатого и мелкозернистого кальция.

A_2 — суглинок легкий, коричневатого-белесого цвета, мелкоплитчатой структуры, распадается на зерна с обилием кремнеземистой присыпки и марганцовисто-железистых стяжений. На уровне горизонта отмечаются мерзлотные смятия. Переход резкий, нижняя граница слабоволнистая. Мощность горизонта не выдержана 0,05–0,3

Отмечаются сильная обедненность тонкодисперсным глинистым веществом, а также сегрегация железа в ортштейны и нодулы.

$A_2Bt(Bt_1)$ — суглинок темно-бурый, зернистой структуры, с глянцевыми пленками и белесой присыпкой по граням агрегатов. Количество марганцовисто-железистых новообразований по сравнению с содержанием их в лежащем выше горизонте уменьшается. Переход постепенный по цвету и структуре 0,25

Bt_2 — суглинок ярко-бурый, структура от мелкоореховатой в верхней части до крупноореховатой в нижней. Переход постепенный 0,75

Характерно максимальное развитие процессов иллювирирования глины. Иногда она перемещалась вместе с гумусом, образуя гумусо-глинистые кутаны иллювирирования.

Vt₃ — суглинок палево-бурый, нечеткой ореховато-мелкопризматической структуры. Количество кремнеземистой присыпки и марганцовисто-железистых новообразований по сравнению с горизонтами Vt₁ и Vt₂ уменьшается

0,70

В горизонте Vt₃ иллювирирование тонкодисперсного глинистого вещества, по данным микроморфологического исследования, ослабевает.

C — суглинок лёссовидный, буровато-палевый, бескарбонатный.

Профиль мезинского комплекса, таким образом, изменяется от типа A₁—Vt—C в межзападных пространствах (автономные почвы) до резко дифференцированного — A₁—A₂—Vt—C в днище западины (гетерономные почвы). Наряду с появлением осветленного горизонта мощность иллювиально-глинистого горизонта увеличивается от 1,1 до 1,7 м. Он становится более плотным и характеризуется резкой текстурной дифференциацией на подгоризонты.

Результаты микроморфологического изучения, так же как и соотношения крупных фракций механического состава, показывают, что почва в микродепрессии сформирована на однородной материнской породе. В механическом составе мезинского комплекса, относящемся к средним и тяжелосуглинистым разностям, преобладает крупнопылеватая фракция, особенно в нижней части профиля, который четко дифференцирован по аккумулятивно-элювиально-иллювиальному типу (табл. 4).

Дифференциация профиля четко обнаруживается и по результатам валового анализа (табл. 5).

По данным табл. 5 видно, что карбонаты вымыты за пределы профиля, незначительное количество их в верхней части связано с диагенетическим привнесом из горизонта B_{Ca} современного выщелоченного чернозема. Групповой состав гумуса по профилю комплекса неоднороден. В наиболее гумусированной части горизонта A₁ относительное содержание гуминовых кислот выше, чем в горизонте A₂ и Vt. Это отражено на распределении отношения C_{ГК}/C_{ФК} (см. табл. 3).

Изучаемый профиль мезинского комплекса имеет ряд признаков как педометаморфического, так и педогенетического характера. Особенно сильно изменен процессами диагенеза гумусо-аккумулятивный горизонт. Он разбит трещинами усыхания и нарушен мерзлотными деформациями. К педометаморфическим чертам относятся также признаки оглеения и выделения микрозернистого кальцита в порах горизонта A₁.

В профиле мезинского комплекса выражены гетерогенные черты. Наряду с хорошо выраженными признаками элювиально-иллювиального процесса, характерного для лесных почв, отмечается довольно мощный, более глинистый гумусо-аккумулятивный горизонт, сходный по многим признакам с горизонтом A₁ более южных (лесостепных) почв. Это внутреннее несоответствие позволяет выделить в развитии комплекса две основные фазы. Однако контрастность признаков различных фаз в разрезе Моршанск в профиле автономных почв проявляется значительно слабее, чем в более северных разрезах, из-за отсутствия осветленного горизонта.

Таблица 4

Механический состав почв мезинского комплекса, разрез Моршанск

Горизонт	Глубина, м	Гигроскопическая влажность, %	Размер частиц, мм;		
			1-0,25	0,25-0,05	
Лёсс	0,10	3,44	1,0	—	
A ₁	0,20	3,47	0,6	—	
A ₂	0,65	2,05	0,3	—	
A ₂ Bt (Bt ₁)	0,85	3,21	0,1	1,3	
Bt ₂	1,45	1,70	—	—	
Bt ₃	1,95	1,56	—	—	
BC	2,55	1,69	—	—	

Таблица 5

Химический состав мезинского комплекса, разрез Моршанск

Горизонт	Глубина, м	Гумус, %	CO ₂ , %	Валовой состав, % на прока		
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	
Лёсс	0,10	0,61	1,44	72,56	15,27	
A ₁	0,20	0,75	Следы	74,40	15,34	
A ₁	0,40	0,64	0,18	Не определялось		
A ₂	0,65	0,34	0,18	78,85	12,70	
A ₂ Bt (Bt ₁)	0,85	0,18	0,18	74,16	14,85	
Bt ₂	1,15	0,18		Не определялось		
Bt ₂	1,45	0,15	—	78,31	13,56	
Bt ₃	1,95	0,16	—	76,71	13,43	
Bt ₃	2,25	0,15	—	Не определялось		
BC	2,55	0,21	—	77,92	12,97	

К почвам I (сальнской) фазы в автономных условиях разреза Моршанск относится иллювиально-глинистый горизонт, в гетерономных условиях (западина) — горизонты A₂ и Bt. Гумусо-аккумулятивный горизонт этой фазы, по-видимому, скрыт в пределах горизонта A₁ почв II (крутицкой) фазы.

Почвы этой фазы образовались в результате элювиально-иллювиальных процессов. В почвах западины эти процессы развились в результате дополнительного бокового стока, что отразилось на формировании четко выраженного осветленного горизонта. Для горизонта A₂ характерно элювирование тонкодисперсного вещества, а также сегрегация Fe и частичный вынос его за пределы горизонта (признаки поверхностного оглеения). В горизонте Bt четко выражены черты интенсивного накоп-

содержание фракций, %				
0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	< 0,01
37,3	10,1	11,1	40,5	61,7
43,6	9,8	8,9	37,1	55,8
58,6	11,1	8,2	21,8	41,1
45,0	10,7	7,3	35,6	53,6
61,4	6,2	5,9	26,5	38,6
60,1	8,6	5,3	26,0	39,9
57,0	7,6	6,5	28,9	43,0

ленную и бескарбонатную навеску				Молекулярные отношения		
Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	CaO	MgO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃
5,47	20,74	2,72	1,69	8,09	35,42	6,6
5,20	20,54	1,82	1,31	8,25	38,20	6,8
Не определялось						
3,45	16,15	1,29	0,84	10,55	61,02	9,0
5,36	20,21	1,12	1,41	8,49	36,94	6,7
Не определялось						
4,13	17,69	1,19	1,00	9,81	50,63	8,2
4,63	18,06	1,30	1,08	9,71	44,24	8,0
Не определялось						
4,55 ⁵	17,52	1,54	0,94	10,21	45,83	8,3

ления тонкодисперсного вещества в виде натеков оптически ориентированных глин. Почва сформирована, возможно, на первоначально карбонатном лессовидном суглинке, выщелоченном затем в результате почвообразования. Карбонаты отмечены лишь в нижней части горизонта С на глубине 3—3,5 м от горизонта А₂.

В профиле почв I фазы в западине отражены следующие процессы: лессиваж, поверхностное оглеение, оподзоливание. В западине, таким образом, формировались резко дифференцированные почвы, сходные по строению профиля с северными, развитыми в автономных условиях (разрезы Михайлов и Гололобово).

В автономных условиях разреза Моршанск почвы салынской фазы мезинского комплекса характеризуются несколько ослабленным разви-

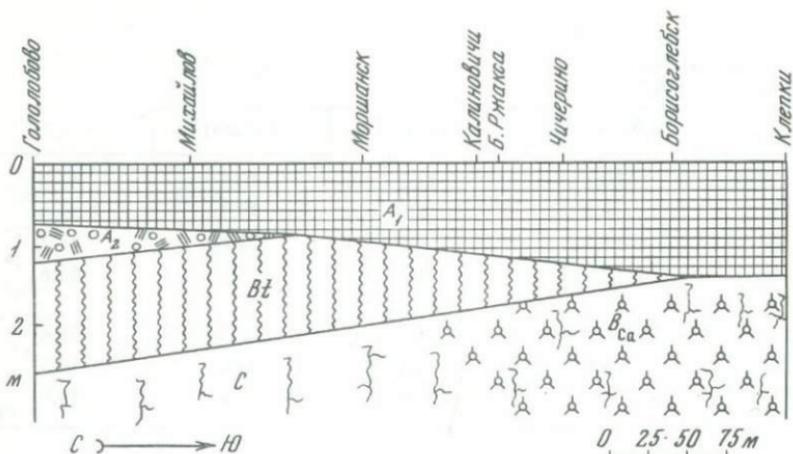


Рис. 4. Изменение мезинского комплекса по меридиональному профилю

тием процессов лессиважа и оподзоливания и отсутствием поверхностного оглеения. По аналогии с современными почвами для них, вероятно, характерно было усиление гумусонакопления по сравнению с почвами бассейна средней Оки и с почвами западины этого района. Таким образом, в исследуемом районе в микулинское межледниковье в автономных условиях формировались почвы широколиственных лесов с горизонтом Bt, наиболее близкие, но не совсем аналогичные современным серым лесным почвам как по сочетанию элементарных почвенных процессов и комбинации их в почвенном покрове с резко дифференцированными лесными почвами в понижениях микрорельефа, так и по положению южнее дерново-подзолистых почв.

О почвах II (крутицкой) фазы свидетельствует гумусо-аккумулятивный горизонт. Сложная агрегированность его, наличие значительного количества темно-бурого тонкодисперсного гумуса в агрегатах первого порядка, по-видимому имеющих копрогенное происхождение, отношение $S_{TK}/C_{FK} \approx 1$, высокие показатели оптической плотности позволяют сделать вывод о том, что ведущим процессом почвообразования в это время было гумусонакопление. Отсюда следует, что почвы во II фазу развивались на фоне возрастания роли дернового процесса.

Таким образом, на широтном участке Михайлов — Моршанск отмечается исчезновение осветленного горизонта в профиле почв I фазы (рис. 4). Уменьшается его мощность, т.е. ослабляются процессы выноса глины. По аналогии с современными почвами возможно некоторое усиление дернового процесса. Для почв II фазы наблюдается также повышение роли гумусонакопления.

Далее на юг (разрезы Калиновичи, Новопокровка) в профиле мезинского комплекса на глубине 1,0–1,1 м от нижней границы горизонта A_1 отмечается появление карбонатного горизонта (рис. 5а). В результате этого мощность иллювиально-глинистого горизонта несколько умень-

шается, признаки лессиважа выражены слабее, хотя, по-прежнему, отмечается кремнеземистая присыпка по граням агрегатов. Гумусо-аккумулятивный горизонт более мощный — 1,0 м, неоднородный, с подгоризонтами собственно гумусовым и переходным к лёссу. Так, контрастность признаков двух фаз еще более выравнивается. Для почв I фазы характерно дальнейшее ослабление процессов выноса глины и карбонатов и соответственно усиление гумусонакопления. Во II фазу почвообразование значительно по сравнению с рассмотренными ранее районами, по-видимому, не изменялось. Мощность горизонта A_1 увеличивалась, вероятно, в результате ослабления его педометаморфических изменений.

Южнее (разрезы Чичерино, Токаревка, Моисей-Алабушка) строение мезинского комплекса несколько изменяется (см. рис. 5, б). Мощность иллювиально-глинистого горизонта уменьшается до 0,4–0,6 м, дифференциация его существенно сглаживается, укрупняются структурные отдельности, отсутствует кремнеземистая присыпка, отмечаются лишь редкие натеки оптически ориентированных глин по граням агрегатов, т.е. процессы иллювиирования тонкодисперсного вещества ослабевают. Одновременно граница карбонатного горизонта повышается. Гумусо-аккумулятивный горизонт имеет различную мощность, но в целом большую, чем в северном районе. Собственно гумусо-аккумулятивный горизонт в общем сохраняет свои прежние черты (разрез Моршанск). Переходный к лёссу подгоризонт по мощности очень изменчив, вероятно вследствие локальных условий седиментации мелкозема. В целом он имеет те же черты макро- и микростроения, что и в более северных разрезах. Подобный облик мезинский комплекс сохраняет до широты Борисоглебска.

Разрез Борисоглебск-I находится в карьере дорожных работ, в 4 км к западу от Борисоглебска. Мезинский комплекс мощностью 3 м (без горизонта B_{Ca}) залегает на глубине 3 м от поверхности и развит на карбонатном днепровском лёссе. Сверху почва перекрыта маломощными нерасчлененными валдайскими суглинками. В профиле выделяются следующие горизонты (сверху вниз):

	Мощность, м
A_1 — представлен двумя подгоризонтами. Подгоризонт A'_1 — суглинок более светлый, коричневато-светло-серого цвета, неоднородный, с сизыми и бурыми пятнами оглеения, разбит многочисленными трещинами	1,0
Подгоризонт A''_1 — суглинок коричневато-серый, более однородный, плотный, со слабо выраженной комковато-зернистой структурой. Нижний контакт трещиноватый	0,9
Микростроение верхнего подгоризонта сходно с микростроением лежащего выше лёссовидного суглинка (наличие микроагрегированности, ооидов и микрозернистого кальцита). Почвенная масса собственно гумусо-аккумулятивного подгоризонта (A''_1) отличается сложной агрегированностью. Количество тонкодисперсного гумуса здесь значительно возрастает. Плазма горизонта A''_1 скоагулирована, гумусо-глинистая.	
Bt — этот горизонт также можно подразделить по цвету и структуре на два подгоризонта. Bt_1 — суглинок бурый, плотный, от зернистой до ореховатой структуры. По граням структурных отдельностей отмечаются тонкие глинистые пленки. В горизонте присутствуют марганцовисто-железистые пятна, орштейны темно-бурого цвета. Переход постепенный	0,75

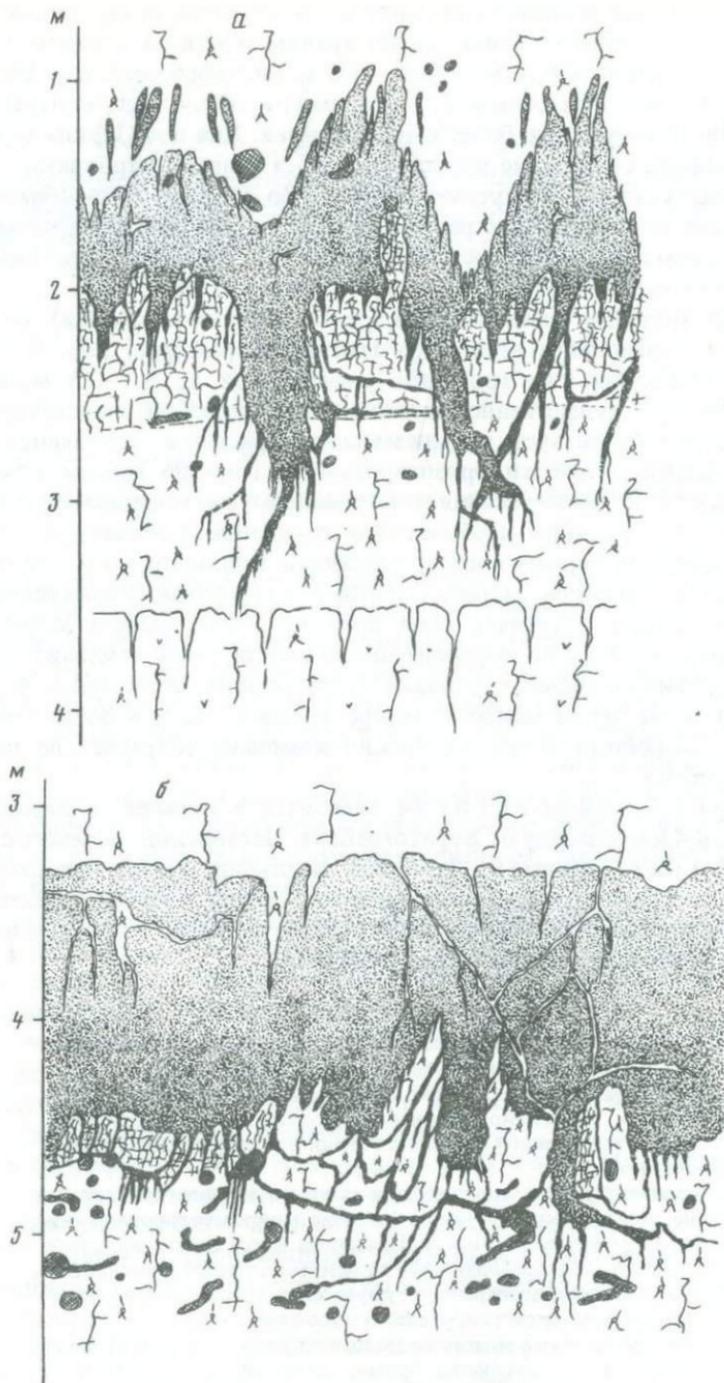


Рис. 5. Мезинский комплекс в разрезах: а – Новопокровка, б – Чичерино, в – Клепки
 Условные обозначения см. рис. 3

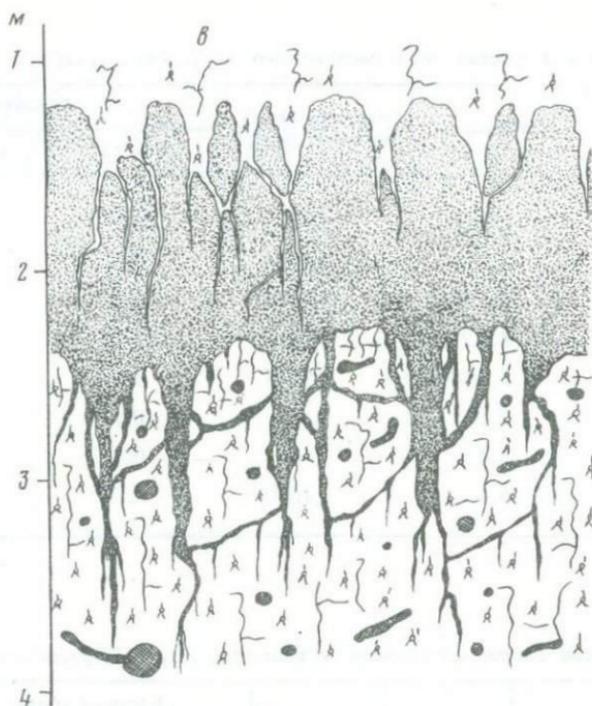


Рис. 5 (окончание)

Мощность, м

Bt_2 — суглинок палево-бурый, крупноореховатой структуры. По трещинам отмечаются редкие глинистые кутаны иллювирирования. Нижний контакт четкий, ровный

0,3

Для микростроения горизонта Bt характерны крупные простые агрегаты с тонкими натечками оптически ориентированных глин. Однако натечек здесь значительно меньше, чем в горизонте Bt мезинского комплекса более северных районов.

B_{Ca} — суглинок серовато-белесый, с буроватым оттенком, пористый, с многочисленными карбонатными трубочками по порам и карбонатными конкрециями размером до 1 см. Вниз по слою количество карбонатов, подставленных мелкозернистым кальцитом, уменьшается. Нижняя граница с небольшими карманами и трещинами, переход постепенный

0,75

D — ниже залегает более плотный, тяжелый гумусированный суглинок (горизонт A_1 I тамбовского почвенного комплекса).

Мезинский комплекс по механическому составу относится к легкоглинистым разностям (табл. 6). Гранулометрический состав однородный, отмечается лишь некоторое увеличение фракции ила вверх от горизонта B_{Ca} к горизонту A_1 . Валовой состав также однороден, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 равномерно распределены в пределах профиля (табл. 7).

Количество углекислоты карбонатов образует два максимума. Нижний из них четкий, с резким возрастанием содержания карбонатов, связан с горизонтом B_{Ca} мезинского комплекса; верхний — растянутый. Вероятно, обусловлен характером почвообразования в заключительный этап,

Таблица 6

Механический состав почв мезинского комплекса, разрез Борисоглебск

Горизонт	Глубина, м	Гигроскопическая влажность, %	Размер частиц, мм;		
			1-0,25	0,25-0,05	
Лёсс	2,6	3,54	0,2	—	
A ₁ '	3,3	3,36	0,1	—	
A ₁ '	4,1	3,75	0,3	—	
A ₁ ''	4,9	3,78	0,1	—	
A ₁ ''	5,2	3,73	0,1	—	
Bt ₁	5,6	3,56	0,1	0,9	
Bt ₂	6,0	3,43	0,1	—	
B _{Ca}	6,4	2,40	0,1	—	

Таблица 7

Химический состав мезинского комплекса, разрез Борисоглебск

Горизонт	Глубина, м	Гумус, %	CO ₂ , %	Валовой состав, % на прока		
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Лёсс	2,6	0,68	5,18	68,09	16,63	5,17
Лёсс	2,9	0,50	4,83		Не определялось	
A ₁ '	3,3	0,43	4,65	70,32	16,02	6,09
A ₁ '	3,7	0,69	3,57		Не определялось	
A ₁ '	4,1	0,79	2,33	70,27	14,22	6,11
A ₁ ''	4,5	0,51	2,69		Не определялось	
A ₁ ''	4,9	0,93	0,55	71,90	15,97	5,62
A ₁ ''	5,2	1,05	0,36		Не определялось	
Bt ₁	5,6	0,42	0,18	72,94	15,41	5,59
Bt ₂	6,0	0,33	Следы	72,88	15,32	5,37
B _{Ca}	6,4	0,32	11,06	71,38	16,01	5,15
B _{Ca}	6,8	0,23	9,27		Не определялось	

содержание фракций, %

	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	< 0,01
	32,4	10,9	11,6	44,9	67,4
	36,9	9,3	11,0	42,9	63,2
	32,8	9,5	13,9	43,5	66,9
	36,5	10,2	11,8	41,4	63,4
	37,2	10,7	11,2	40,6	62,5
	38,1	13,1	8,8	39,0	60,8
	38,6	11,2	12,3	37,8	61,3
	40,2	13,3	10,5	35,9	59,7

ленную и бескарбонатную навеску			Молекулярные отношения		
R ₂ O ₃	CaO	MgO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃
21,80	3,29	2,69	7,0	35,2	5,8
		Не определялось			
22,18	2,07	2,64	7,4	30,8	6,0
		Не определялось			
23,33	1,17	2,32	6,9	30,7	5,7
		Не определялось			
21,59	1,67	1,95	7,7	34,2	6,3
		Не определялось			
21,00	1,37	1,78	8,0	34,8	6,5
20,69	1,46	1,66	8,0	36,2	6,6
21,16	2,88	1,89	7,6	37,0	6,3
		Не определялось			

а также диагенетическим приносом карбонатов сверху. Горизонт Vt выщелочен от карбонатов.

Мезинский комплекс имеет растянутый гумусовый профиль с постепенным уменьшением содержания гумуса от основания горизонта A₁ к его верхней части и к горизонту Vt, где оно остается постоянным. Групповой состав гумуса неоднороден по профилю (см. табл. 3).

В строении комплекса, особенно в горизонте A₁, отражены некоторые черты диагенетического происхождения. Это признаки оглеения, карбонаты в виде мелкозернистого кальцита в горизонте A₁.

Двухфазность развития мезинского комплекса в этом разрезе проявилась еще в меньшей степени, чем в разрезе Моршанск, что, по-видимому, связано с меньшей контрастностью признаков почвообразования обеих фаз в результате их более сходного генезиса.

В профиле мезинского комплекса разреза Борисоглебск на глубине 1,0 м от основания горизонта A₁ отмечен карбонатный горизонт. Карбонаты в нем представлены миграционными формами (прожилками, трубочками по порам), характерными для горизонта B_{Ca} современных, лесостепных почв (Афанасьева, 1966; Лебедева, Овечкин, 1975). Выше карбонатного горизонта залегает выщелоченный от карбонатов горизонт Vt, в котором отмечаются признаки слабого лессиважа (натёки оптически ориентированных глин по порам и их обломки в агрегатах), что отражено также в незначительном накоплении ила в горизонте Vt по сравнению с горизонтом B_{Ca}. Однако следует отметить, что этот процесс не развит так же интенсивно, как в зональных почвах микулинского межледниковья в разрезе Моршанск, что связано с более южным положением описываемого разреза.

Из сказанного следует, что почвы мезинского комплекса этого разреза, вероятно I фазы почвообразования, формировались в результате несколько ослабленной роли лессиважа и возросшего накопления карбонатов и, по-видимому, гумуса типа мюль. Такое сочетание почвенных процессов характерно для современных почв северной лесостепи, например для выщелоченного чернозема (Целищева, 1966; Ахтырцев, 1967).

Однако мезинский комплекс имеет более мощный, чем у современных черноземов, гумусо-аккумулятивный горизонт. Для нижней части мощностью 0,7–0,9 м отмечается сложная агрегированность почвенной массы, увеличение количества темно-бурого тонкодисперсного гумуса, особенно в агрегатах I порядка, гуматный состав гумуса, высокая оптическая плотность гуминовых кислот, т.е. признаки интенсивного гумусонакопления. Этот процесс, протекавший при развитии почв I фазы, во время II, по-видимому, несколько усилился. Во II фазу почвообразования в разрезе Борисоглебск развивались почвы, близкие к почвам этого времени в разрезах Михайлов и Гололобово и одновременно к почвам I фазы этого разреза, по-видимому, аналогичные лесостепным или степным черноземам. Выделение этих почв осложняется наложением их на уже сформированный горизонт A₁ почв I фазы со сходными признаками.

Таблица 8

Механический состав почв мезинского комплекса разреза Клепки

Горизонт	Глубина, м	Гигро-скопическая влажность, %	Размер частиц, мм; содержание фракций, %					
			1,0—0,25	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01
Лёсс	1,2	3,46	0,5	30,3	12,5	10,9	45,8	69,2
A ₁ '	1,3	3,45	0,7	32,7	12,9	10,7	42,8	66,6
A ₁ ''	1,7	3,49	0,6	35,6	11,5	9,3	43,0	63,8
A ₁ '''	2,4	4,40	0,2	36,0	11,1	8,9	43,7	63,8
V _{Ca}	2,6	2,80	0,3	39,1	12,7	8,9	39,1	60,7
V _{Ca}	3,1	2,33	0,3	44,3	10,6	10,7	34,1	55,4

Разрез Клепки. Обнажение расположено на древней террасе р. Осередь, близ с. Клепки, в 80 км к югу от разреза Борисоглебск. Поверхность террасы слабо наклонена в сторону долины и сложена аллювиальными и флювиогляциальными песками, перекрытыми окской мореной, выше которой залегает толща покровных суглинков с мезинским комплексом.

Мезинский комплекс, погребенный под нерасчлененными валдайскими лёссами, мощностью 1,2 м имеет следующее строение (сверху вниз) (рис. 5в):

A ₁ — коричневатого-серый суглинок, плотный, плохо выраженной комковатой структуры. Книзу становится более однородным и гумусированным. Нижняя граница трещиноватая	Мощность, м	1,2
Гумусо-аккумулятивный горизонт, неоднороден, с постепенным переходом к лёссу. Признаки гумусонакопления (сложная агрегированность, большое количество дисперсного гумуса, перерывчатость почвенной мезофауны) наиболее четко отмечаются в средней и нижней частях горизонта. Выше агрегированность простая, количество гумуса уменьшается. Количество микрзернистого кальцита, практически отсутствующего в средней части горизонта, увеличивается к его верху.		
V _{Ca} — в верхней части палевый, слабо оструктуренный, книзу белесовато-палевый из-за обилия карбонатов в виде трубочек по порам. Переход постепенный		1,2

В микростроении карбонатного горизонта отмечается обилие микрзернистого кальцита, пропитывающего плазму, но в основном покрывающего довольно толстым слоем стенки пор.

По механическому составу горизонт A₁ мезинского комплекса относится к легкоглинистым разностям, V_{Ca} — к тяжелоглинистым. Преобладают фракции ила и крупной пыли. Содержание ила от горизонта V_{Ca} к горизонту A₁ постепенно увеличивается, содержание крупнопылеватой фракции, наоборот, уменьшается (табл. 8). Верхняя часть горизонта A₁ как бы переходная по механическому составу к лежащему выше лёссу.

Таблица 9

Химический состав мезинского комплекса разреза Клепки

Горизонт	Глубина, м	Гумус, %	CO ₂ , %	Валовой состав, % на прока		
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Лёсс	1,2	0,48	4,46	68,34	16,14	6,07
A ₁ '	1,3	0,78	3,57	Не определялось		
A ₁ ''	1,7	1,05	3,2	70,49	15,40	5,63
A ₁ '''	2,1	1,40	Следы	Не определялось		
A ₁ ''''	2,4	1,33	0,71	67,66	14,22	5,20
В _{Ca}	2,6	0,50	5,89	71,24	14,02	4,89
В _{Ca}	3,1	0,31	7,14	72,53	13,22	4,56
В _{Ca}	2,6	0,44	4,65	Не определялось		

Данные определения валового состава свидетельствуют о довольно однородном распределении его компонентов по профилю комплекса (табл. 9). Однако отмечается хотя и незначительное, но закономерное увеличение содержания R₂O₃ и уменьшение количества SiO₂ от горизонта В_{Ca} к горизонту А₁ и затем к перекрывающему лёссу, что связано с утяжелением механического состава. Карбонатный горизонт выделяется резким увеличением содержания углекислоты сразу под гумусо-аккумулятивным горизонтом. В групповом составе гумуса горизонта А₁ мезинского комплекса этого разреза преобладает фракция нерастворимого остатка. Гуминовых кислот значительно больше, чем фульвокислот ($C_{ГК}/C_{ФК} = 1,7-2,5$) (см. табл. 3).

Мезинский комплекс в разрезе Клепки, так же как и в описанных выше разрезах, изменен процессами педометаморфизма. Особенно верхняя часть гумусо-аккумулятивного горизонта, которая разбита трещинами усыхания, насыщена карбонатными конкрециями диагенетического происхождения.

Таким образом, профиль мезинского комплекса состоит из мощного гумусо-аккумулятивного и карбонатного горизонтов. Для горизонта А₁ характерно значительное (по сравнению с горизонтом В_{Ca}) содержание гумуса, преобладание гуминовых кислот над фульвокислотами в 1,7–2,5 раза при высокой оптической плотности гуминовых кислот. В микростроении горизонта отмечаются сложная агрегированность, наличие большого количества темно-бурого тонкодисперсного гумуса типа мюль, биогенные поры с копролитами; скоагулированная гумусо-глинистая плазма. Все эти признаки свидетельствуют об интенсивном проявлении процесса гумусонакопления — основного процесса формирования черноземов (Афанасьева, 1966; Целищева, 1966; Крупеников, 1967 и др.).

ленную и бескарбонатную навеску			Молекулярные отношения		
R ₂ O ₃	CaO	MgO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃
22,21	3,73	2,46	7,2	30,0	5,8
			Не определялось		
21,03	3,30	2,23	7,8	23,4	6,3
			Не определялось		
19,42	4,52	1,81	8,1	34,7	6,6
18,91	3,15	2,13	8,6	38,9	6,9
17,78	4,94	2,60	9,3	42,5	7,6
			Не определялось		

Второй характерный горизонт профиля современных черноземов — карбонатный. В профиле мезинского комплекса разреза Клепки он характеризуется резким возрастанием содержания карбонатов сразу от нижней границы горизонта A₁, которое достигает максимального значения на глубине 0,4–0,7 м от этой границы. Карбонаты представлены в основном миграционными формами: многочисленными трубочками, прожилками по порам, что свойственно горизонту B_{Ca} лесостепных черноземов. Наличие мощного гумусо-аккумулятивного и карбонатного горизонтов, отсутствие между ними безгумусового, выщелоченного от карбонатов горизонта позволяют сопоставить изученную почву с современными типичными черноземами. Отсутствие гетерогенных признаков в почвенном профиле не позволяет подразделить формирование мезинского комплекса здесь на две фазы. По-видимому, это связано с развитием здесь в период, соответствующий на севере Окско-Донской равнины II фазе, почв сходного генезиса с почвами I фазы почвообразования.

Однако в гумусовом горизонте мезинского комплекса этого и других разрезов отмечается переходный к лёссу горизонт, к тому же наиболее измененный процессами диагенеза. Для него характерно ослабление окраски в результате уменьшения содержания гумуса, отсутствие сложной агрегированности, а также увеличение содержания карбонатов, R₂O₃ и ила. Вероятно, здесь, как и в горизонте A₁ мезинского комплекса разреза Борисоглебск, отражен заключительный этап развития комплекса в связи с ухудшением климатических условий, которое и вызвало затухание почвенных процессов и усиление осадконакопления, что обусловило постепенное захоронение почвы.

На основании рассмотренного материала следует, что в строении мезинского комплекса Окско-Донской равнины отражаются две основные фазы почвообразования, четкость проявления (контрастность) которых

зависит от разного или сходного генезиса почвообразования в каждую из фаз, а также в заключительный этап развития.

Как для первой (сальнской), так и для второй (крутицкой) фаз почвообразования в направлении с севера на юг было характерно усиление дернового процесса. Однако расстояние, на котором возрастала роль этого процесса в почвообразовании, для разных фаз было различно. Для I фазы оно было меньшим, здесь однонаправленно ослаблялось влияние элювиально-иллювиальных процессов. Сочетание этих процессов при закономерном изменении интенсивности их в направлении с севера на юг создало все разнообразие почв с четко выраженными зональными (внутризональными) отличиями. Для почв I фазы (оптимум микулинского межледниковья), таким образом, был характерен зональный почвенный покров. Нарастание же дернового процесса к югу во II фазу было гораздо менее заметным. Полосы, в которых существенно изменялся почвенный покров, расширялись, в результате чего на севере мы имеем контрастные признаки двухфазности. Здесь в I фазу преобладали элювиально-иллювиальные процессы над гумусонакоплением, во II же фазу почвы формировались с ведущим процессом гумусонакопления. На юге как в I, так и во II фазы основным процессом почвообразования было гумусонакопление, в результате чего здесь нет контрастности почвообразования двух фаз и мезинский комплекс имеет единый профиль типа $A_1 - B_{Ca} - C_{Ca}$.

Почвенный покров микулинского межледниковья (сальнской фазы почвообразования мезинского комплекса). На основании полученного материала представляется возможным на изучаемой территории выделить южную часть зоны лесных почв и основную часть зоны лесостепных почв (рис. 6). Зона лесных почв занимала пространства севернее 54° с.ш. Южнее простиралась широкая зона лесостепных почв. В этой зоне предварительно можно выделить две подзоны, отличающиеся большей однородностью почвенного покрова.

На границе с зоной лесных почв в автоморфных условиях формировались почвы с профилем типа $A_1 - Bt - C$. По понижениям микрорельефа (в западинах) в результате дополнительного поверхностного увлажнения были развиты почвы с резко дифференцированным профилем типа $A_1 - A_2 - Bt - C$. Подобные почвенные комбинации, отмечающиеся в современном почвенном покрове, в частности на границе дерново-подзолистых и серых лесных почв и в зоне серых лесных почв, — отличительная особенность краевой части этой зоны (Фридланд, 1972; Ахтырцев, 1974).

Южнее 54° с.ш. до широты Борисоглебска автономные почвы микулинского межледниковья были представлены лесостепными почвами с профилем типа $A_1 - Bt - B_{Ca} - C_{Ca}$ (разрезы Калиновичи, Кирьяново, Инжавино, Большая Ржакса, Новопокровка, Токаревка, Чичерино, Моисей-Алабушка, Борисоглебск и др.). Таким образом, на участке между 54° с.ш. и $51,5^\circ$ с.ш. (Борисоглебск) в микулинское межледниковье формировались почвы северной лесостепи, наиболее сходные с современными серыми лесными, темно-серыми лесными почвами, оподзоленными и выщелоченными черноземами.

Рис. 6. Почвенный покров Окско-Донской равнины в миксулинское межледниковье

I — зона лесных почв; II — зона лесостепных почв; а — подзона почв северной лесостепи; б — то же, южной лесостепи

На широте Борисоглебска проходила граница между подзонами почв северной и южной лесостепи. Она достаточно четко отразилась не только в смене типа генетического профиля от $A_1-Vt-B_{Ca}-C_{Ca}$ (северная лесостепь) к $A_1^*-B_{Ca}-C_{Ca}$ (южная лесостепь), но и в своеобразии структуры почвенного покрова. В автономных условиях формировались почвы с мощным гумусо-аккумулятивным и карбонатным горизонтами, аналогичные современным черноземам. В условиях дополнительного поверхностного увлажнения в западинах образовались почвы с иллювиально-глинистым горизонтом, т.е. сходные с выщелоченными черноземами.

Подобные комбинации выщелоченных и типичных черноземов на водораздельных пространствах неоднократно описывались на юге современной лесостепи (Фридланд, 1972).

Определенная нами граница между почвами лесов и луговой степи в широком смысле (если северную лесостепь отнести к лесной зоне, а южную — к степной) точно совпадает с границей леса и луговой степи, установленной В.П. Гричуком (1973) на основе анализа палеоботанических данных.

Почвенный покров крутицкой фазы почвообразования мезинского комплекса

Как уже отмечалось, гумусо-аккумулятивный горизонт мезинского комплекса Окско-Донской равнины характеризуется постепенным переходом к лежащему выше лёссу и сильной мерзлотной нарушенностью верхнего контакта. Эта особенность позволила нам разделить горизонт A_1 на два подгоризонта: собственно гумусовый и переходный к лёссу, отражающий заключительный этап формирования мезинского комплекса.

Для собственно гумусового подгоризонта с севера на юг отмечается общая тенденция к некоторому возрастанию его мощности от 0,4–0,6 м



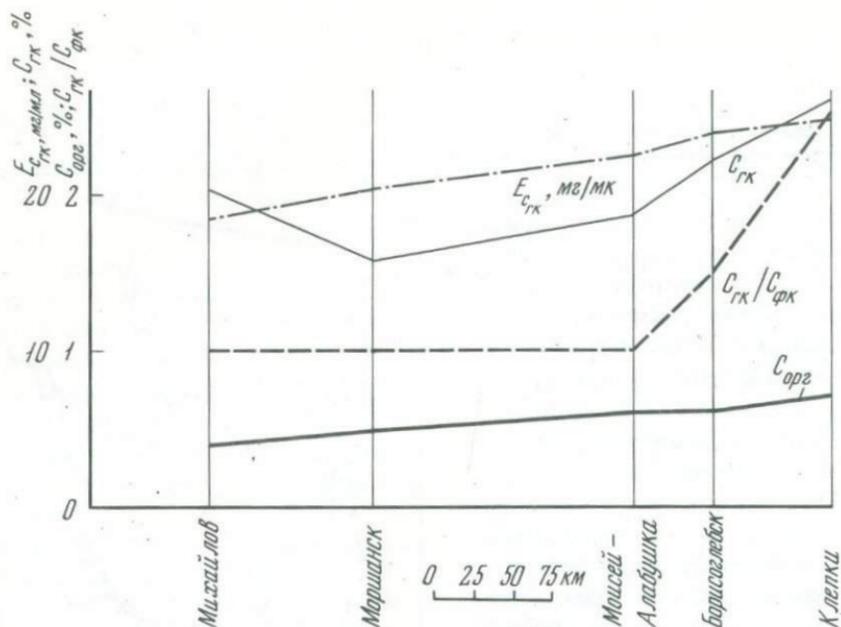


Рис. 7. Изменение основных характеристик гумуса горизонта A_1'' мезинского комплекса (крутицкая фаза) по меридиональному профилю

до 1,0–1,2 м, потемнению окраски, усложнению агрегированности от простой до сложной 2–3 порядков, увеличению количества тонкодисперсного гумуса и его валового количества, так же как к повышению содержания гуминовых кислот, отношения $C_{ГК}/C_{ФК}$ от 1,0 до 1,5–2,6 и индекса оптической плотности (рис. 7). Несмотря на то что эти изменения имели тот же характер и направление, что и в настоящее время, они все же проявлялись в значительно сглаженном виде. В разрезах бассейна средней Оки (Гололобово, Иванчино, Михайлов) горизонт A_1 мезинского комплекса обладает рядом признаков, свидетельствующих о ведущей роли дернового процесса, так же как и на юге изучаемой территории (разрезы Клепки, Посевкино). Исходя из этого достаточно четко можно констатировать значительно более северное влияние гумусонакопления как ведущего процесса в развитии почв II фазы по сравнению с его ролью как в современном почвообразовании, так и особенно в почвообразовании микулинского межледниковья.

Заключительный этап развития мезинского комплекса, а также его наиболее значительные педометаморфические изменения, по-видимому, отражаются на формировании переходного к лёссу подгоризонта, который описан нами на территории от бассейна средней Оки до южной части Окско-Донской равнины и Калачской возвышенности. Этот подгоризонт характеризуется рядом специфических признаков, сближающих его с лежащим выше валдайским лёссом. Наличие этих признаков и позволило

нам выделить его в особый подгоризонт, который представлен слабо гумусированным суглинком от светло-серовато-коричневой до светло-серовато-палевой окраски. В его микростроении отмечается наличие округлых агрегатов — ооидов и микроагрегатов, свойственных лёссовидным суглинкам; гумус фульватный ($C_{ГК}/C_{ФК} = 0,6$). Содержание основных компонентов механического и валового состава отличается постепенным переходом от лежащих выше лёссов к собственно гумусо-аккумулятивным горизонтам мезинского комплекса. Причем эти признаки подгоризонта A_1 мало изменяются с севера на юг.

Палеогеографические особенности развития мезинского комплекса

Исалынская фаза почвообразования. Как установлено на основании многочисленных палеогеографических данных, микулинское межледниковье отличалось большей океаничностью климата по сравнению с настоящим временем. По данным палинологических и палеопедологических исследований, для этой эпохи были характерны изменения климата как по долготе, так и по широте, в общих чертах сходные с современными. В фазу климатического оптимума тундровая зона на территории Европы полностью отсутствовала и основная ее часть была занята зонами тайги и широколиственных лесов. Леса проникали на $5-6^\circ$ севернее и на $1-2^\circ$ южнее их современного положения (Гричук, 1973). Зона лесных почв, по данным А.А. Величко и Т.Д. Морозовой (1973), в это время также продвигалась к югу на 400–450 км.

На Русской равнине район исследования — Окско-Донская равнина из районов с изученным почвенным покровом микулинского межледниковья занимает более восточное положение. Южная граница зоны лесных почв с резким дифференцированным профилем проходила по 54° с.ш., т.е. южнее ее современного положения на 75–100 км и значительно севернее границы леса и лесостепи более западного района — бассейна Днепра. На юг от лесной зоны простиралась широкая лесостепная зона, отличающаяся, как и современная, значительным разнообразием почвенного покрова в направлении с севера на юг, что позволило нам разделить ее на две подзоны.

Четко фиксируемая граница между северной и южной (луговой степью) лесостепью проходила по широте $51,5^\circ$ и находилась в 150–250 км южнее ее современного положения. В почвенном покрове микулинского межледниковья бассейна Днепра самостоятельная почвенная подзона северной лесостепи с развитием в автономных условиях почв с профилем типа A_1-Vt-C не выделяется (Величко, Морозова, 1973; Морозова, 1969, 1976).

К югу от $51,5^\circ$ с.ш. в районе исследования распространялась почвенная подзона южной лесостепи. Западнее, в бассейне Днепра, эта подзона простиралась к югу от 50° с.ш. и занимала территорию вплоть до побережья северного Приазовья (Морозова, 1969).

Все это показывает, что климат микулинского межледниковья Окско-Донской равнины, в частности, характеризовался большей выравненностью основных показателей с севера на юг. Соразмерные количества тепла и влаги ($R_i = 0,9-1,3$), наблюдаемые в лесостепной зоне (Григорьев, Будыко, 1965), отмечались здесь на более значительном меридиональном отрезке от 54° с.ш. до северного побережья Азовского моря, т.е. на расстоянии около 800 км, в то время как в современный период лесостепная зона на Окско-Донской равнине имеет ширину 400–500 км. Однако в микулинском почвенном покрове данной территории не наблюдается заметного расширения лесной зоны, но выделяется подзона северной лесостепи, отсутствующая в бассейне Днепра. В связи с этим климат Окско-Донской равнины был менее океаничен по сравнению с климатом этой эпохи более западных районов Русской равнины и был сходен с современным. Это отчасти обусловило субширотное простираение (по линии юго-запад — северо-восток) как границы почв леса и лесостепи, так и зоны лесостепных почв в целом.

Такой характер простираения лесостепной зоны отмечается и в настоящее время в переходном секторе (от Дунайской низменности до бассейна Волги) и в связи с проявлением в равной степени поясных (с севера на юг) и секторных (с запада на восток) закономерностей распределения тепла и влаги (Фридрихс, 1959; Лукашова, 1966). Однако в микулинскую эпоху такой характер простираения лесостепной зоны отмечается значительно южнее и восточнее, как и сама лесостепная зона, от Воыно-Подоллии (Величко, Морозова, 1973).

Таким образом, микулинский почвенный покров на территории Европы и, в частности, на Окско-Донской равнине отличался от современного не только расширением и смещением к югу зон леса и лесостепи, но и смещением к востоку более океанических провинций.

II крутицкая фаза почвообразования. Отличительной особенностью этой фазы, по мнению А.А. Величко (1973), нужно считать принципиально иной, гиперзональный характер строения почвенного покрова.

Одна из особенностей мезинского комплекса Окско-Донской равнины — отсутствие признаков перерыва между салынской и крутицкой фазами почвообразования, отмечающиеся в более западных районах Русской равнины (Величко, 1973). Кроме того, на исследуемой территории в направлении с севера на юг степень контрастности основных черт почвообразования I и II фаз постепенно нивелируется, и на юге изучаемого района мезинский комплекс представлен единым профилем черноземной почвы. В результате этого в настоящее время мы не можем четко определить специфику пространственного размещения почв на Окско-Донской равнине во II фазу почвообразования мезинского комплекса.

Однако достаточно надежно можно констатировать более северное распространение черноземных почв по сравнению с их современным положением на изучаемой территории. В современный период черноземная зона занимает наиболее северное положение в пределах внутриматерикового сектора (восточнее 45° в.д.), характеризующегося более конти-

ментальным, чем в переходном секторе, климатом (район исследования), где северная граница зоны черноземов проходит значительно южнее (Григорьев, 1946; Шабанов, 1969).

Климат Окско-Донской равнины крутицкой фазы почвообразования мезинского комплекса, таким образом, был значительно континентальнее современного климата и тем более климата оптимума микулинского межледниковья и был, вероятно, сходен с современным климатом более восточных провинций черноземной зоны.

Заключительный этап формирования мезинского комплекса, непосредственно предшествующий основному развитию нового холодного цикла — валдайского оледенения, характеризовался ослаблением процессов почвообразования и усилением седиментации мелкозема. В это время значительно выровнялись климатические условия на изучаемой территории по меридиану вследствие еще более возросшей, чем во II фазу, степени континентальности климата, что, по-видимому, повлекло за собой некоторое стирание зональных особенностей почвенного покрова и формирование качественно новой пространственной единицы — гиперзоны (Величко, 1973).

Таким образом, в строении мезинского комплекса отражены две основные фазы и заключительный этап его развития. Если в I фазу климат был наиболее мягким, океаническим, то во II фазу он сменился континентальным при последовательном усилении степени континентальности климата на заключительном этапе формирования мезинского комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

- Армашевский П.Я. Некоторые данные для сравнения лёсса Западной Европы и России. — Зап. Киевского о-ва естествоиспытателей, 1889, т. X, вып. 1.
- Архангельский А.Д. Из наблюдений над послетретичными отложениями в Курской и Черниговской губерниях. — Ж. заседаний Почвенного комитета Моск. о-ва сельск. хоз-ва, 1912, вып. II, М., 1913.
- Афанасьева Е.А. Черноземы Среднерусской возвышенности. М.: Наука, 1966.
- Ахтырцев Б.П. Лесные почвы Среднерусской лесостепи: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Воронеж, 1967.
- Ахтырцев Б.П. Особенности почв западин Среднерусской возвышенности и Тамбовской равнины. — Почвоведение, 1974, № 1.
- Веклич М.Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка, 1968.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Величко А.А., Губонина З.П., Морозова Т.Д. О возрасте перигляциальных лессов и ископаемых почв по материалам изучения озерно-болотных отложений у с. Мезин. — Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 3.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Микулинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение. — В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Почвенный покров верхнеплейстоценового (микулинского) межледниковья. — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене: Реконструкции и модели. М., 1973.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Особенности палеогеографического подхода при изучении ископаемых и современных почв. — В кн.: Изучение и освоение природной среды. М., 1976.

- Величко А.А., Ударцев В.П., Морозова Т.Д. и др.* О разновозрастности морен днепровской и донской лопастей покровного оледенения Восточно-Европейской равнины. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5.
- Глинка К.Д.* Глубокопочвенные гумусовые образования и их генезис. — Почвоведение, 1916, № 1.
- Григорьев А.А.* О географических радиационных рубежах и характеристиках радиационных условий горизонтальных физико-географических зон. — Пробл. физ. геогр., 1946, вып. 12.
- Григорьев А.А., Будыко М.И.* Связь балансов тепла и влаги с интенсивностью географических процессов. — Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 1.
- Гричук В.П.* Растительность Европы в верхнеплейстоценовое (микулинское) межледниковье. — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене: Реконструкция и модели. М., 1973.
- Добродеев О.П.* История почвообразования и палеогеография почв Русской равнины в плейстоцене: Автореф. дис. . . . д-ра геогр. наук. М., 1973.
- Заморий П.К.* Палеогеография и стратиграфия погребенных почв Украины. — Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода, 1975, № 44.
- Зайдельман Ф.Р.* Диагностика, общность и различия подзолистых и лессивированных почв, оглеенных подзолов, псевдоподзолов и псевдоглеев. — Почвоведение, 1970, № 12.
- Красюк А.А.* О погребенном гумусовом горизонте Европейской России вообще и Воыльно-Подольи в частности. — Русский почвовед, 1916, № 5—6.
- Крокос В.И.* Краткий очерк четвертичных отложений Украины. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Нов. серия, 1926, т. XXXIV, отд. геолог., т. IV (3—4).
- Крокос В.И.* Стратиграфия четвертичных отложений юго-западной части Донского ледникового языка в пределах Воронежской области. — В кн.: Четвертичный период. Киев, 1937, вып. 12.
- Крупеников И.А.* Черноземы Молдавии. Кишинев: Карта Молдовеняскез, 1967.
- Ласкарев В.Д.* Два яруса лёссов в Воынской и Подольской губерниях. — Зап. Подольского о-ва естествоиспытателей и любителей природы, 1912, т. 3.
- Лебедева И.И., Овечкин С.В.* Карбонатные конкреции в черноземах левобережной Украины. — Почвоведение, 1975, № 11.
- Лукашова Е.Н.* Основные закономерности природной зональности и ее проявление на суше Земли. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1966, № 6.
- Морозова Т.Д.* Верхнеплейстоценовые ископаемые почвы. — В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969.
- Морозова Т.Д.* Опыт реконструкции почвенного покрова микулинского межледниковья на территории Европы. — В кн.: Природно-климатические изменения в плейстоцене и голоцене. М., 1976.
- Москвитин А.И.* Погребенные почвы Прилукского округа Украины и время лёссовобразования. — Бюл. МОИП, нов. серия, 1930. Т. XXXIII, отд. геол., т. VIIa(3—4).
- Москвитин А.И.* Путеводитель экскурсии Совещания по стратиграфии четвертичных отложений (Подмосковье — Старая Рязань — Галич). М.: Изд-во АН СССР, 1954.
- Москвитин А.И.* Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976.
- Набоких А.И.* Состав и происхождение различных горизонтов южно-русских почв и грунтов. — Сельское хозяйство и лесоводство, 1912, № 2.
- Роде А.А.* К вопросу об оподзоливании и лёсвивировании. — Почвоведение, 1964, № 7.
- Сиренко Н.А.* Антропогенные почвенные покровы равнинной территории Украины. — В кн.: Палеопедология: Палеогеографические исследования. Киев: Наукова думка, 1974.
- Фридланд В.М.* К вопросу о факторах зональности. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 5.
- Фридланд В.М.* Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972.
- Целищева Л.К.* Микроморфологическое строение целинных черноземов и лугово-черноземных почв Стрелецкой степи. — В кн.: Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. М.: Наука, 1966.
- Шабанов М.А.* К вопросу о выделении подзон и провинций в степной зоне СССР. — В кн.: Вопросы физической географии. Саратов, 1969, сб. 2.

Т.А. ХАЛЧЕВА

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗАХ МЕРИДИОНАЛЬНОГО ЛЁССОВОГО ПРОФИЛЯ РУССКОЙ РАВНИНЫ

На территории Русской равнины, вне речных долин и морских депрессий наиболее распространены плейстоценовые отложения, ледниковые и водно-ледниковые, а также лёссы и лёссовидные породы.

Именно эти группы отложений и вскрывает изучаемый сотрудниками отдела палеогеографии Института географии АН СССР меридиональный лёссовый профиль, пересекающий Русскую равнину с севера на юг, от Смоленска до Приазовья. Плейстоценовые отложения в разрезах лёссового профиля представлены в основном переслаиванием горизонтов лёссов и ископаемых почв. В числе других пород разного возраста в них присутствуют среднеплейстоценовые отложения в основном днепровского (рисского) возраста. Последние представлены лёссами, образующими ярмоленский лёссовый горизонт (по схеме А.А. Величко, 1973), и ледниковыми отложениями — моренными суглинками, а также подморенными и надморенными водно-ледниковыми песками и супесями.

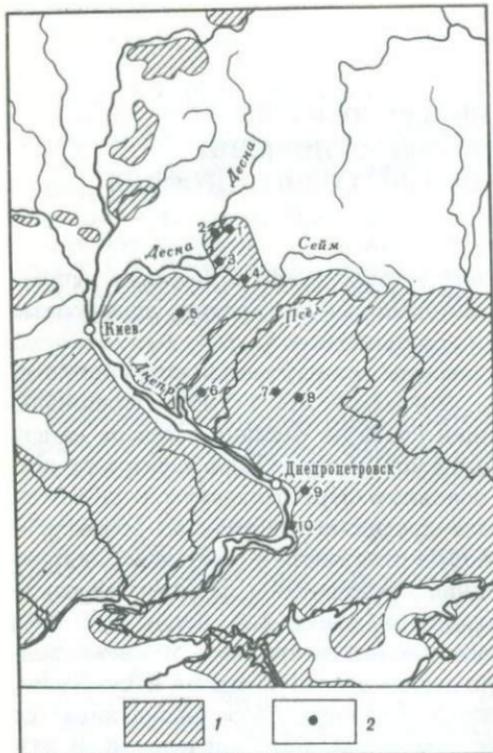
Днепровский возраст ярмоленского горизонта лёсса устанавливается путем непосредственной связи его с мореной этого оледенения. В разрезах видно, что основная часть этого сложного горизонта перекрыта мореной днепровского оледенения и замещается ею, а верхняя, маломощная часть становится крупноалевритовой и прослеживается далеко на север, до границы московского оледенения. В эпоху днепровского оледенения ледник на 250—300 км проникал на юг в область распространения лёссов. Причем, по данным А.А. Величко (1973), главная фаза лёссонакопления здесь предшествовала максимуму оледенения, что устанавливается по положению днепровской морены внутри лёссового горизонта в разрезах бассейна среднего Днепра.

Средний отрезок лёссового профиля, в разрезах которого вскрыты и среднеплейстоценовые отложения, очень важен. Это перигляциально-лёссовая область, являющаяся соединительным мостом между областью распространения ледника и областью существования разновозрастных, датированных по фауне лиманно-морских отложений. Именно такое географическое положение района послужило для А.А. Величко (1973, 1975) основой при построении стратиграфической схемы плейстоцена Русской равнины, составленной с учетом фациальных связей и соотношений ледниковых, лёссовых, почвенных и лиманно-морских горизонтов.

Нами использованы материалы по следующим разрезам: Араповичи (обнажение 1), Мезин (2), Клепалы (3), Кролевец (4), Сребное (5), Старые Сенжары (6), Орчикова-Чернетчина (7), Синельниково (8), Кочережки (9) и Запорожье (10). Местонахождение разрезов показано на рис. 1.

Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов

1 — область распространения лёссовых пород; 2 — номер разреза



Изложенный материал не претендует на полное освещение вопроса о минералогическом составе лёссовых и ледниковых отложений среднеплейстоценового возраста в разрезах меридионального лёссового профиля. Здесь представлены результаты изучения только алевритовой фракции (0,1–0,01 мм) этих отложений, которая, как известно, в лёссах наиболее представительна. Поскольку в данной работе речь идет о сравнении лёссовых отложений, с одной стороны, и ледниковых и водно-ледниковых — с другой, то и во втором типе отложений анализировался алевритовый материал. По данным В.А. Новского (1975), алевритовая фракция и в ледниковых от-

ложениях составляет их значительную часть. Так, в моренах содержание алевритовой фракции достигает 40% и более, а в среднеплейстоценовой, днепровской морене алеврит преобладает.

Анализ алевритовой фракции проводился иммерсионным методом после деления бромформом (с удельным весом 2,9) на тяжелую и легкую части.

Валунно-галечный материал, широко представленный в ледниковых и водно-ледниковых отложениях, не анализировался и в рамках данной работы не использовался.

Полевые наблюдения А.А. Величко и Т.Д. Морозовой при нашем участии позволяют дать следующую предварительную характеристику днепровских ледниковых и водно-ледниковых отложений и лёссов ярмоленского горизонта в перечисленных разрезах.

В разрезе Араповичи (№ 1, см. рис. 1) отложения днепровского возраста представлены флювиогляциальными и моренными отложениями, залегающими под мезинским почвенным комплексом на глубине около 11 м.

Мощность, м

1. Переслаивание суглинка красновато-коричневого, легкого с более темно-бурыми и светло-палевыми прослоями. Прослой волнистые, изменчивые по мощности, в среднем 2–3 см. Отмечаются железисто-марганцовистые примазки. Книзу количество прослоек увеличивается, выраженность их ухудшается. Горизонт переходный от мезинской ископаемой почвы 10,95–12,15

2. Супесь палево-желтая, средней плотности, тонкая, почти не пористая, с мелкими железисто-марганцовистыми точками и пятнами ожелезнения. В целом слой имеет желтоватый оттенок за счет слабого ожелезнения. Внутри горизонта отмечаются нечеткие прослои палево-серой, почти не ожелезненной супеси. Слой слегка влажный, имеет непрочную комковатую структуру 12,15–13,20
3. Супесь светло-коричневая, пористая, сильно заизвесткованная, влажноватая, средней плотности, комковатой структуры. По порам отмечаются пятна и редкие прожилки желтовато-бурого ожелезнения, а также мелкие точки замарганцованности. По верхнему контакту отмечается более интенсивно окрашенная прослойка коричневатого цвета. Наблюдаются журавчики 13,20–13,33
4. Супесь серовато-сизая, в верхней части слоя имеет коричневатый оттенок, очень мелкопористая, поры редкие, плотность средняя. Отмечаются точки замарганцованности. Наблюдаются нечетко выраженные языки, вероятно мерзлотного характера 13,43–13,55
5. Супесь палево-серая, непористая, неясно слоистая. Отмечаются песчаные прослои мощностью 0,2–0,3 см. Имеются горизонтальные прослойки ожелезнения. Структура комковатая непрочная 13,55–13,75
6. Переслаивание супеси палево-серой с коричневатым оттенком тонкой, с песком светло-серым, с коричневатым оттенком, мелкозернистым. Прослеживаются органические примазки и точки замарганцованности. Внутри песчаных прослоев отмечаются зерна кварцита и других кристаллических пород. Книзу прослойки становятся невыдержанными, изменчивыми по мощности. Супесчаные прослойки сменяются суглинистыми. Отмечаются небольшие окатанные обломки мела 13,75–14,25
7. Морена, представленная тяжелым суглинком, красно-бурый, глыбистой структуры. Насыщена валунами различных кристаллических пород. Контакты четкие 14,25–14,45
8. Суглинок палево-серый, темный, плотный, комковатой структуры, насыщен зернами обломочных пород размером 2–5 мм. Отмечаются также включения гравия размером 2–3 см. Окатанность средняя. Наблюдаются точки замарганцованности, а также включения супеси более тяжелой, окрашенной в красно-бурый цвет. Книзу суглинок немного темнеет, приобретает сизоватый оттенок, становится тяжелым 14,45–16,85

Минералогический состав отложений отличается следующими особенностями (табл. 1, 2). Он характеризуется небольшим содержанием титансодержащих минералов: от 1 до 8% (лишь в одном образце достигает 11,4%). Составляет эту группу минералов в основном рутил. Здесь довольно много роговых обманок (от 13 до 32%), а доля группы эпидотациозита, напротив, сравнительно небольшая (от 10 до 25%). Группа метаморфизованных минералов, представленная ставролитом и дистеном, составляет от 0 до 4%. Сравнительно немного кварца – 29–57%. Группа полевых шпатов, представленная в основном ортоклазом, содержится в значительном количестве – 10–26%. Отложения карбонатные, но содержание карбонатов колеблется в значительных пределах: от 0 до 32%. В основном это кальцит, но есть и доломит. Всюду встречается гипс.

В разрезе Мезин (№ 2, см. рис. 1) отложения днепровского возраста залегают непосредственно под мезинским погребенным почвенным комплексом. С глубины 11,53 м (и до 11,98 м) начинается горизонт флювиогляциальных отложений. Ниже залегают отложения, представляющие, вероятно всего, перемытую морену:

Таблица 1

Минералогический состав тяжелой фракции ледниковых и флювиогляци

Разрез	Обра- зец	Глуби- на, м	Руд- ные	Титансодержащие			Цир- кон	Тур- малин	Гра- нат
				ана- таз + брукит	рутил	сфен			
Араповичи	22	11,75	33,1	—	8,2	3,2	6,5	3,2	3,2
	23а	12,20	37,1	—	5,8	1,1	8,1	2,9	4,0
	23	12,55	37,0	—	3,9	—	4,5	1,8	1,8
	24	13,30	29,4	—	4,8	0,9	5,0	2,5	1,8
	25	13,51	33,3	Ед.з.	6,0	0,7	4,0	3,0	2,0
	26	13,60	38,1	—	2,5	1,5	5,2	2,8	2,5
	27	13,83	42,5	—	7,3	0,9	8,8	1,4	1,8
	28	14,03	37,6	—	3,2	Ед.з.	4,2	2,0	2,7
	29	14,35	32,7	Ед.з.	1,2	—	5,8	1,8	4,8
	30	14,75	42,2	"	4,8	1,0	4,4	1,9	Ед.з.
	31	15,65	27,9	—	8,8	Ед.з.	4,4	3,9	2,7
	32	16,70	36,6	Ед.з.	3,3	1,5	8,9	3,9	3,2
Мезин	27	11,75	21,7	—	6,0	2,0	3,3	3,0	3,6
	28	10,03	33,1	—	6,7	2,6	4,8	4,5	2,2
	29	13,58	29,5	Ед.з.	9,4	1,2	4,6	3,1	2,8
Клепалы	142	6,20	36,9	—	4,5	2,5	6,0	1,9	12,3
	143	6,40	34,3	—	5,0	1,4	8,2	2,3	8,2
	144	6,65	40,9	0,6	7,8	Ед.з.	9,4	1,6	2,4
	146	7,70	31,1	—	6,2	1,9	7,4	2,3	11,0
	148	8,80	28,3	—	9,7	0,9	6,0	2,5	9,7
	150	9,90	33,3	0,6	7,9	1,6	12,5	2,4	11,1
	152	10,55	32,0	0,5	9,2	1,4	5,4	1,4	8,4
Кролевец	21	5,85	21,0	1,3	13,2	3,2	11,1	2,5	4,3
	22	6,35	36,2	Ед.з.	8,6	1,9	8,6	2,6	4,3
	23	6,90	30,2	2,5	10,7	3,5	11,7	1,7	2,5
	24	7,25	18,8	2,0	10,9	3,0	10,3	2,0	6,4
	25	8,90	28,0	2,0	7,6	2,4	4,0	0,8	4,8
	26	9,40	18,5	1,1	8,8	2,5	10,1	2,5	4,3
	27	9,95	24,9	0,7	9,4	3,6	9,7	0,7	9,2
	28	10,50	21,2	3,5	8,1	2,9	8,3	3,6	3,6

* В таблицах 1—4 приведено содержание основных минеральных компонентов тяжелой и легкой фракций.

** В этой и последующих таблицах: К—А — отношение циркона и турмалина к роговой обманке; К—Б — отношение циркона, турмалина и рутила к роговой обманке;

альных отложений днепровского возраста, %*

Эпидот-цицит	Пироксены	Роговая обманка	Группа метаморфизованных минералов	Апатит + барит	Слюды	Карбонаты	Коэффициент выветрелости**		
							К-А	К-Б	К-В
10,8	—	27,8	4,0	Ед.з.	—	—	0,34	0,64	1,46
16,2	—	20,4	2,2	1,1	1,1	—	0,54	0,82	1,58
12,1	—	29,1	1,6	2,6	5,6	—	0,21	0,35	1,43
25,4	—	22,6	0,6	0,6	Ед.з.	6,4	0,33	0,54	0,92
14,0	—	22,3	1,7	0,7	"	12,3	0,31	0,58	1,35
14,0	—	22,2	0,9	2,4	"	7,9	0,36	0,99	1,45
16,2	—	13,9	Ед.з.	Ед.з.	"	7,2	0,73	1,26	2,08
11,2	—	32,4	—	2,0	2,7	2,0	0,19	0,29	1,14
16,4	2,4	28,1	1,2	1,7	2,9	Ед.з.	0,27	0,31	1,04
13,6	Ед.з.	20,1	2,0	1,5	2,0	6,4	0,31	0,55	1,61
18,2	"	21,9	2,8	—	1,2	8,2	0,38	0,78	1,19
17,8	—	17,9	—	—	Ед.з.	6,9	0,35	0,44	1,61
31,4	Ед.з.	15,5	2,9	Ед.з.	2,7	—	0,40	0,79	0,84
32,7	"	8,6	2,2	1,0	1,6	—	1,08	1,86	1,30
27,0	0,9	15,0	3,1	0,9	2,5	—	0,51	1,14	1,20
17,4	—	14,2	1,5	0,9	1,9	—	0,55	0,87	2,03
16,9	1,1	14,2	2,2	1,7	3,6	—	0,74	1,15	1,92
15,7	0,6	13,8	4,7	1,3	0,6	—	0,80	1,36	1,34
23,3	Ед.з.	13,6	1,6	0,6	1,0	—	0,81	1,09	1,63
24,5	—	9,4	1,9	0,6	1,2	5,3	0,90	2,06	1,39
16,5	0,8	8,7	2,4	—	0,8	1,4	1,71	2,18	2,75
21,5	—	14,6	0,8	0,5	1,3	3,0	0,47	1,09	1,61
15,4	Ед.з.	20,3	2,6	2,2	Ед.з.	—	0,67	1,27	1,55
20,5	—	11,8	5,5	—	—	—	0,94	1,68	1,92
18,8	—	14,6	3,0	—	Ед.з.	—	0,91	1,65	1,88
19,8	—	22,3	1,0	2,0	1,5	—	0,55	1,04	1,13
23,9	—	12,9	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	2,8	0,36	0,96	1,34
27,2	Ед.з.	20,4	0,7	1,4	—	2,5	0,61	1,04	1,00
23,1	—	16,6	1,4	0,7	—	Ед.з.	0,55	1,19	1,46
22,0	—	17,7	2,8	—	—	2,4	0,17	1,12	1,31

К-В — отношение минералов групп рудных и титансодержащих, а также циркона, турмалина и граната к роговой обманке и минералам группы эпидота; К-Г — отношение кварца к полевым шпатам; К-Д — отношение кварца и полевых шпатов к глинисто-слюдистым агрегатам и карбонатам.

Таблица 2

Минералогический состав легкой фракции ледниковых и флювиогляциальных

Разрез	Обра- зец	Глуби- на, м	Кварц	Полевые шпаты		Карбонаты		
				орто- глаз	плагио- клазы + микро- клин	обло- моч- ные	крис- талли- ческие	микро- кристал- лические
Араповичи	22	11,75	57,1	13,9	4,8	1,3	Ед.з.	—
	23а	12,20	51,6	17,5	9,0	—	—	—
	23	12,55	33,4	6,9	7,7	21,3	5,9	4,5
	24	13,30	35,5	7,7	3,2	18,1	7,7	4,4
	25	13,51	36,3	9,9	4,2	12,3	2,9	3,3
	26	13,60	29,6	10,2	4,8	13,4	2,4	7,2
	27	13,83	35,6	8,6	5,0	6,3	0,9	5,8
	28	14,03	38,8	6,8	3,1	20,1	—	7,1
	29	14,35	32,7	10,2	13,9	8,9	—	—
	30	14,75	36,3	8,3	5,9	17,4	2,4	4,8
	31	15,65	32,2	5,2	7,4	17,4	6,3	4,2
	32	16,70	34,9	8,8	2,0	14,5	4,8	4,0
	Мезин	27	11,75	64,3	9,1	2,9	Ед.з.	—
28		10,03	53,9	9,8	2,8	5,1	—	1,4
29		13,58	51,4	12,8	3,3	4,5	—	2,0
Клепалы	142	6,20	66,8	12,2	3,0	1,6	—	—
	143	6,40	60,1	14,0	2,5	1,4	—	—
	144	6,65	58,4	10,6	1,8	0,9	—	—
	146	7,70	61,4	12,2	1,9	1,9	—	—
	148	8,80	56,1	13,9	2,2	5,2	1,3	0,9
	150	9,90	59,2	9,0	2,0	7,3	2,6	—
	152	10,55	59,5	8,4	3,1	5,7	1,3	—
Кролевец	21	5,85	60,9	12,8	2,9	1,7	—	—
	22	6,35	61,2	14,0	1,7	2,2	Ед.з.	—
	23	6,90	56,6	11,6	2,1	1,6	"	—
	24	7,25	66,0	11,6	1,6	1,6	1,3	—
	25	8,90	52,0	14,9	1,8	10,4	4,1	—
	26	9,40	52,5	9,9	2,5	12,9	2,5	—
	27	9,95	60,5	10,5	1,5	15,0	Ед.з.	—
	28	10,50	76,1	9,5	1,8	0,9	"	—

Мощность, м

1. Суглинок коричнево-бурый, легкий, пористый, сильно ожеженный, мелкокомковатой структуры, в верхней части — неправильной плоско-сетчатой текстуры. В слое отмечаются примазки сизовато-коричневого суглинка, а также горизонтально-волнистая полосчатость 11,53—11,98

2. Супесь бурая, грубая, неоднородная, с волнистыми, в целом горизонтальными прослоями более тяжелого суглинка. Отмечаются также плотные прослойки песка средне- и крупнозернистого. Имеются включения гравия кристаллических пород размером 0,5—1 см. Наблюдаются уровни потемнения мощностью 10—12 см 11,98—12,43

отложений днепровского возраста, %

Мусковит	Гипс	Опал	Халцедон	Кремнистые агрегаты	Глинисто-слоистые агрегаты	Другие слюды	Коэффициенты	
							К-Г	К-Д
6,1	0,8	-	-	-	12,5	3,5	3,05	5,49
9,3	1,4	-	-	-	5,6	5,6	1,94	13,94
4,1	Ед.з.	-	Ед.з.	0,9	15,3	-	2,28	1,02
6,8	0,8	-	"	-	12,2	3,6	3,25	1,09
13,2	1,4	-	2,9	-	7,5	6,1	2,57	1,93
17,1	2,4	-	1,3	-	5,8	5,8	1,97	1,54
4,5	1,8	-	-	0,9	24,3	3,6	2,61	1,31
4,5	2,3	-	-	8,4	3,1	3,1	3,92	1,65
12,1	2,3	-	-	Ед.з.	19,0	0,9	1,35	2,03
7,2	1,4	-	-	1,9	11,1	2,4	2,55	1,41
6,4	0,8	-	-	2,1	15,1	2,1	2,55	0,97
4,8	0,8	-	-	2,0	20,2	3,2	3,23	1,05
8,6	Ед.з.	-	-	Ед.з.	13,3	1,8	5,36	5,73
11,2	-	Ед.з.	-	0,9	13,5	1,4	4,27	3,33
8,1	-	-	-	1,6	14,7	1,6	3,19	3,13
9,9	0,6	Ед.з.	-	-	4,9	1,0	4,39	2,61
13,4	-	-	-	Ед.з.	7,9	0,7	3,64	8,22
17,7	-	-	-	-	9,7	0,9	4,71	6,58
18,3	0,8	-	-	0,8	2,7	Ед.з.	4,35	16,41
17,4	-	-	1,7	-	1,3	"	4,06	8,29
17,7	-	-	Ед.з.	-	1,1	1,1	5,38	6,38
18,9	-	-	-	Ед.з.	1,3	1,8	5,17	8,55
13,2	0,9	-	-	-	4,7	2,9	3,81	11,96
11,4	-	-	-	Ед.з.	8,6	0,9	3,90	7,12
19,0	Ед.з.	-	-	-	8,3	0,8	4,13	7,10
14,6	-	-	-	-	3,3	-	5,00	9,79
15,4	Ед.з.	-	-	-	1,4	-	3,11	4,32
14,8	"	-	-	-	3,9	1,0	4,23	3,41
8,0	-	-	-	-	3,5	1,0	5,41	3,92
6,8	-	-	-	-	4,9	Ед.з.	5,67	15,07

Мощность, м

3. Супесь тяжелая, буровато-желтая, в верхних 20 см с прожилками и мазками белесой присыпки. Книзу супесь становится более легкой. В верхней части отмечаются горизонтальные прослои темно-бурого цвета, гумусированные, толщиной 1-3 см 12,43-12,88

4. Супесь тонкая пылеватая, тонкослоистая, состоящая из прослоек супеси светло-палевой и более плотной светло-коричневой. Книзу прослойки становятся более ожелезненными и менее выраженными. Нижний контакт нерезкий. Слой вскрыт в виде линзы 12,88-14,03

5. Суглинок серовато-бурый, плотный, слабопористый, однородный,

с нечеткими пятнами сизоватого оглеения, пятна вытянуты в целом вертикально. Отмечаются гравий и крупные зерна кристаллических пород. Размеры гравийных включений 1–2 см. Гравий сильно выветрелый, превращен в дресву 14,03–17,83

Минералогический состав отложений отличается следующими особенностями. Титансодержащие минералы присутствуют в количестве 8–10%, в основном это рутил, меньше сфена. Много минералов группы эпидота – 27–33%, а роговых обманок мало – 8–15%. Количество метаморфизованных минералов невелико – 2–30%. Сравнительно много кварца – 51–64%. Полевых шпатов довольно значительное количество – 12–16%. В основном это ортоклазы. Карбонатов, представленных в основном кальцитом, немного: от единичных зерен до 6,5%. Гипс встречен лишь в одном образце (одно зерно).

В разрезе Клепалы (№ 3, см. рис. 1) отложения днепровского возраста представлены флювиогляциальными, залегающими на глубине 6,22–6,62 м, и моренными суглинками. Залегают они непосредственно под мезинским ископаемым почвенным комплексом:

Мощность, м

1. Переслаивание супеси зеленовато-серой, тонкозернистой, однородной с красно-бурым суглинком, сильно ожеженным. Встречаются прослойки светло-серого песка, тонко- и мелкозернистого, с включением гравия и гальки кристаллических пород 6,22–6,62

2. Суглинок ярко-красный, очень плотный, ниже суглинок приобретает желтоватый оттенок. Встречается гравий 6,62–10,27

3. Супесь серая, тонкая, однородная, тяжелая, слоистая. Наблюдается переслаивание супеси серой и желтовато-серой, более легкой, а также тяжелой темно-серой супеси, почти глины. Отмечаются прослойки и пятна ожеженной супеси. Слоистость в целом горизонтальная 10,27–11,22

Минералогический состав отложений характеризуется следующими особенностями. Титансодержащие минералы составляют 7–11%. Рутил составляет основную часть этой группы, во всех образцах встречается сфен – до 2,5%. Есть также анатаз и брукит. Роговые обманки содержатся в небольшом количестве – 8–15%. Немного и минералов группы эпидота – до 23%. Минералы группы метаморфизованных составляют от 1 до 5% тяжелой фракции. Составляют эту группу дистен и ставролит. В легкой фракции преобладает кварц – 56–67%. Довольно большое количество полевых шпатов – 11–17%, в основном ортоклаз. Карбонатов немного – 1–10%. По их содержанию выделяется слабокарбонатная верхняя толща (глубина 6,2–8,0 м) и нижняя (глубина 8,0–10,5 м), в которой содержание карбонатов увеличивается. На этой глубине, помимо кальцита, который присутствует по всей толще, встречается доломит. Гипс практически отсутствует.

В разрезе Крелевец (№ 4, см. рис. 1) среднеплейстоценовые отложения также залегают непосредственно под мезинским ископаемым комплексом. На глубине 5,32–6,38 м вскрываются флювиогляциальные отложения. Ниже залегают морена:

1. Суглинок слоистый, неравномерно окрашенный: Наблюдается чередование прослоек серовато-желтой, тонкой, ожелезненной супеси с прослоями глинистой супеси бурого цвета, местами сильно ожелезненной. В верхней части слоя встречаются единичные сажистые пятна. В целом слоистость горизонтально-волнистая. Через весь слой проходят гумусированные вертикальные затеки 5,32—6,38

2. Супесь зеленовато-сизая, тонкозернистая, однородная, горизонтально слоистая, с прослоями и пятнами ожелезнения. На глубине 0,3—0,7 м от верхнего контакта располагаются прослои супеси с более четко выраженной слоистостью. Цвет прослоек меняется до буровато-ржавого. Слои смяты в складки. На нижнем контакте отмечаются прослои и линзочки, содержащие гравий, гальку и единичные валунчики. Гравий и галька сильно выветрелые (до дресвы), представлены в основном гранитом. Мощность линз 2—3 см 6,38—7,31

3. Супесь желтовато-серая, тонкозернистая, слоистая — чередование более темных и более сизых слоев. Слоистость в целом горизонтальная. Имеются прослойки светло-серого мелкозернистого песка с единичными включениями гравия и небольшой примесью среднезернистого песка. Содержит дресву гранита. Отмечен валун гранита размером 6x5 см. Этот слой, по-видимому, также представляет перемытую морену 7,31—11,84

Минералогический состав отложений отличается следующими особенностями. Титансодержащие минералы составляют 10—17%. Помимо рутила и сфена, составляющих основную часть этой группы, во всех образцах встречаются анатаз и брукит (от единичных зерен до 3,5%). Минералов группы эпидота сравнительно немного — 15—27%. Немного и роговых обманок — 11—22%. Мало также метаморфизованных минералов — от единичных зерен до 5,5%. В основном это дистен, меньше ставролита. Карбонаты присутствуют в небольшом количестве (до 2,8%) и только в нижней части толщи. В легкой фракции очень много кварца — 52—76%. Сравнительно много и полевых шпатов — 11—17%, преобладает ортоклаз. Содержание карбонатов колеблется от 1 до 15%, больше всего их на глубине 9—10 м, где помимо характерного для всей толщи кальцита, встречается и доломит.

Лёссовые отложения ярмоленского лёссового горизонта, соответствующего днепровскому времени, в изученных разрезах характеризуются следующими особенностями (табл. 3, 4).

В разрезе Сребиное (№ 5, см. рис. 1) горизонт днепровского лёсса представлен супесью зеленовато-палевого цвета, тонкой, пылевой, макропористой, карбонатной. Текстура столбчатая. На зеленовато-палевом фоне проступают пятна ожелезнения, книзу количество ржавых пятен и разводов увеличивается. Наблюдаются сизые пятна оглеения, которые часто оконтуриваются ржавыми разводами. Мощность слоя 2,5—3,0 м.

Для тяжелой фракции минералов характерно небольшое количество рудных (32%). Немного и титансодержащих минералов — 6,3%. Помимо явно преобладающего рутила, в этой группе есть также сфен. Из устойчивых минералов очень много граната — 13,7%. Содержание роговых обманок около 13%, минералов группы эпидота — 19%. Группа метаморфизованных минералов представлена дистеном — около 2%. В легкой

Таблица 3

Минералогический состав тяжелой фракции лёссов днепровского возраста, %

Разрез	Обра- зец	Глуби- на, м	Руд- ные	Титаносодержащие				Циркон
				ана- таз	бру- кит	сфен	рутил	
Сребное	2	1,20	31,8	—	—	2,0	4,3	6,4
Старые Сенжары	13	3,80	17,7	1,1	0,8	2,8	3,1	2,0
	14	4,20	12,3	0,9	0,9	1,1	2,9	1,8
	15	4,70	40,1	Ед.з.	—	1,6	8,4	5,6
	16	5,30	36,7	—	Ед.з.	2,8	4,8	3,6
	17	5,70	15,9	0,8	1,1	1,1	1,3	1,6
	18	5,95	14,8	1,0	1,7	1,4	3,8	1,9
Орчикова-Чернетчина	3	4,20	29,8	—	Ед.з.	3,2	6,7	5,2
	4	4,50	59,0	—	—	1,0	6,4	8,3
Синельниково	7	3,50	30,1	—	Ед.з.	0,9	16,1	2,6
Кочережки	10	4,05	19,5	1,8	1,2	2,1	3,3	3,6
	11	4,55	42,4	2,2	3,1	0,6	8,3	6,9
Запорожье	10	3,97	36,8	—	—	1,8	6,6	2,8
	12	5,07	51,4	—	0,7	4,4	6,6	7,1

Таблица 4

Минералогический состав легкой фракции лёссов днепровского возраста, %

Разрез	Обра- зец	Глуби- на, м	Кварц	Полевые шпаты		Карбонаты		
				орто- клаз	плаггио- клазы + микро- клин	обло- моч- ные	крис- тал- личе- ские	микро- крис- талли- ческие
Сребное	2	1,20	54,3	9,3	3,1	12,1	4,8	—
Старые Сенжары	13	3,80	34,7	1,9	2,2	5,0	6,8	14,2
	14	4,20	31,8	3,6	2,8	9,2	14,2	12,8
	15	4,70	54,8	3,0	2,3	16,7	5,7	3,0
	16	5,30	64,5	5,3	1,9	11,5	2,7	1,1
	17	5,70	31,8	2,6	1,9	8,4	11,1	10,4
	18	5,95	34,8	2,4	1,8	4,3	5,4	6,6
Орчикова-Чернетчина	3	4,20	53,2	13,2	6,8	0,6	—	—
	4	4,50	60,8	4,3	3,5	12,8	1,9	1,3
Синельниково	7	3,50	43,8	10,0	2,1	6,8	3,5	6,8
Кочережки	10	4,05	9,5	1,3	0,5	9,6	21,8	26,2
	11	4,55	37,7	1,3	1,5	14,3	7,1	9,3
Запорожье	10	3,97	45,9	2,8	2,8	15,2	3,9	1,7
	12	5,07	63,2	4,1	2,5	1,1	9,9	3,3

Турмалин	Гранат	Роговая обманка	Эпидот-цоицит	Группа метаморфизованных минералов	Апатит + барит	Слюды	Коэффициент		
							К-А	К-Б	К-В
2,0	13,7	12,7	19,1	1,7	Ед.з.	3,7	0,66	1,00	1,89
1,4	6,0	9,8	24,7	0,5	"	9,7	0,35	0,66	1,01
1,4	3,3	11,2	15,4	Ед.з.	—	8,2	0,28	0,54	0,92
2,4	4,4	9,2	19,6	1,2	0,8	5,2	0,87	1,05	2,17
2,5	4,3	14,5	24,2	1,1	0,7	1,1	0,42	0,76	1,41
1,6	3,6	12,4	15,8	—	—	11,6	0,25	0,36	0,96
1,4	3,8	19,9	17,5	0,5	Ед.з.	7,8	0,16	0,35	0,79
3,0	7,4	15,8	21,3	2,0	3,2	2,2	0,52	0,94	1,49
2,0	2,4	6,8	10,2	1,0	Ед.з.	2,9	1,51	2,45	4,65
3,5	3,9	14,9	19,7	—	—	8,3	0,41	1,49	1,65
4,8	3,8	20,0	21,1	Ед.з.	—	6,1	0,42	0,58	0,97
1,4	3,6	7,2	18,8	—	0,6	2,7	1,15	2,30	2,63
1,6	8,0	15,0	20,2	Ед.з.	0,5	4,1	0,29	0,73	1,64
0,7	1,5	3,1	6,3	1,2	—	4,4	2,51	4,64	8,76

Мусковит	Гипс	Опал	Халцедон	Кремнистые агрегаты	Глинисто-слоистые агрегаты	Другие слюды	Коэффициент	
							К-Г	К-Д
10,0	—	—	—	0,7	1,7	3,1	4,38	3,58
8,6	—	Ед.з.	—	1,1	4,7	0,8	8,46	0,76
5,2	—	—	—	1,9	18,0	0,5	4,97	0,70
6,4	—	—	—	—	8,1	—	10,34	1,79
5,7	—	Ед.з.	—	1,1	3,4	2,7	8,96	3,83
7,5	—	"	—	2,9	23,0	0,4	7,06	0,68
9,0	—	—	—	1,2	33,9	0,6	8,28	0,77
16,8	—	—	—	—	9,4	Ед.з.	2,66	7,32
9,9	—	—	—	—	4,5	—	7,66	3,35
18,9	—	Ед.з.	Ед.з.	—	8,1	—	3,62	2,22
3,5	0,5	"	—	2,1	23,9	1,1	5,29	0,14
5,2	—	Ед.з.	—	Ед.з.	23,2	0,4	13,46	0,76
8,6	—	—	—	0,8	16,3	0,6	8,19	1,39
8,2	—	—	Ед.з.	—	5,2	2,5	9,57	3,68

фракции преобладает кварц — 54%. Сравнительно много полевых шпатов — 12%, в основном ортоклаз. Карбонаты составляют 17%. Гипс отсутствует.

В разрезе Старые Сенжары (№ 6, см. рис. 1) горизонт лёсса представлен супесью светло-палевой, тонкой, пылевой, пористой. Карбонаты пылеватые и микрокристаллические отмечены по корнеходам. В верхней части слоя встречаются древние, плотные, неясно очерченные кротовины с красновато-бурым заполнением. В верхних 0,5 м появляются железистые конкреции диаметром 1—0,5 см. Мощность лёсса 2,65 м.

Минералогический состав тяжелой фракции минералов отличается крайне низким и непостоянным содержанием рудных минералов — от 12 до 40%. Количество титансодержащих минералов также незначительное — 4—10%. Мало и весьма устойчивых минералов (циркона и турмалина) — 3—8%. Содержание граната не превышает 6%. Малоустойчивых минералов довольно много: роговых обманок — 9—20%, эпидота — 15—25%. Метаморфизованных минералов очень мало и представлены они исключительно дистеном. В легкой фракции преобладает кварц — 31—65%. Содержание полевых шпатов невысокое — 4—7%, причем доли ортоклаза и плагиоклазов почти равнозначны. Карбонаты представлены в основном кальцитом, содержание которого в разных образцах колеблется до 15—36%. Гипс отсутствует.

В разрезе Орчикова - Чернетчина (№ 7, см. рис. 1) среднеплейстоценовый лёсс имеет мощность 1,8 м и представляет собой суглинок палево-серый, с красноватым оттенком, тонкий, пылеватый, легкий, сильно пористый. По порам наблюдаются пятна органики и железисто-марганцовистые примазки.

Минералогический состав лёссов отличается следующими особенностями. Рудные минералы содержатся в сравнительно небольшом количестве — 29—59%. Довольно много титансодержащих минералов — 7—10%. Много циркона и турмалина — 8—10%. Содержание граната изменяется от 2 до 7%. Различно также содержание малоустойчивых минералов: роговых обманок — 7—16%, эпидота — 10—21%. Минералы метаморфизованной группы почти отсутствуют. В легкой фракции больше всего кварца (53—61%) и полевых шпатов (8—20%). В последних явно преобладает ортоклаз. Содержание карбонатов колеблется в разных образцах от 0,6 до 16%. Гипс отсутствует.

В разрезе Синельниково (№ 8, см. рис. 1) среднеплейстоценовый ярмоленский горизонт лёсса мощностью 2,0 м представлен супесью желтовато-палевой, тонкой, пылевой, мелкопористой, с большим количеством мелких пятен органики по порам, а также пылеватых карбонатов. Встречаются древние кротовины,низу лёсс становится несколько тяжелее, но карбонатность не уменьшается.

В составе минералов тяжелой фракции обращает на себя внимание небольшое содержание рудных (30%). Немного и титансодержащих (17%), в основном рутил. Весьма устойчивые минералы, представленные цирконом и турмалином, составляют 6%. Мало и граната — 4%. До-

вольно много малоустойчивых минералов: роговых обманок — 15%, эпидота — 20%. В легкой фракции содержание кварца невелико — 44%. Много полевых шпатов (12%), преимущественно ортоклаз. Много карбонатов (17%), представленных в основном кальцитом.

В разрезе Кочережки (№ 9, см. рис. 1) ярмоленский лёсс мощностью 1,3 м представлен суглинком желтовато-палевым, тонким, пылеватым, мелкопористым, в верхней части с обильным включением буроватых, вертикально ориентированных прожилков и горизонтальных прослоек толщиной 1–2 см, выполненных материалом из лежащего выше слоя. Встречаются древние кротовины.

Минералогический состав тяжелой фракции отличается следующими особенностями. Содержание рудных минералов незначительное — 19–42%. Много титансодержащих минералов — 8–14%, помимо явно преобладающего рутила, присутствуют сфен, анатаз и брукит. Содержание весьма устойчивых минералов, циркона и турмалина, превышает 8%. Граната немного — около 4%. Очень различно количество роговых обманок — 7–20%. Содержание эпидота составляет 19–21%. Минералы метаморфизованной группы представлены единичными зернами. В легкой фракции сравнительно мало кварца — 10–38%. Очень мало полевых шпатов — 3%. Содержание карбонатов, представленных почти исключительно кальцитом, очень высокое — 30–58%. В одном образце встречен гипс.

В разрезе Запорожье (№ 10, см. рис. 1) горизонт ярмоленского лёсса мощностью 4,60 м представлен суглинком желтовато-палевым, тонким, пылеватым. Верхние 0,35 м имеют буроватый оттенок, лёсс здесь более плотный. Ниже плотность лёсса уменьшается, он приобретает желтоватый оттенок. Вся толща пронизана карбонатами в виде скоплений по порам и псевдомицелии. Наблюдаются небольшие стяжения гипса. Встречаются пятна органики, редко — древние кротовины. Книзу плотность лёсса уменьшается, он становится рыхлым.

Минералогический состав тяжелой фракции отличается преобладанием минералов группы рудных — 37–51%. Титансодержащие минералы составляют 8–12% и представлены в основном рутилом и сфеном. Содержание весьма устойчивых минералов, циркона и турмалина, незначительное — 4–8%. Гранат содержится в количестве 8–12%. Совсем мало роговых обманок — 3–15%. Также мало и эпидота — 6–20%. Из группы метаморфизованных минералов дистен и ставролит встречены в единичных зернах. В легкой фракции преобладает кварц — 46–63%. Полевых шпатов немного — 6–7%, больше ортоклазов. Карбонаты, представленные в основном кальцитом, составляют 14–21%. Гипс не встречен.

Суммируя приведенные данные, можно констатировать следующее.

Минералогический состав алевритовой фракции лёссовых, ледниковых и водно-ледниковых отложений в общем сходный. Тяжелую фракцию составляют группы рудных, титансодержащих прозрачных (сфен, рутил, реже брукит и анатаз), турмалин, циркон, гранат, минералы группы амфиболов, представленные чаще всего обыкновенной роговой обманкой; минералы группы эпидота, в основном эпидот, реже цоизит, био-

тит. Реже встречаются дистен, ставролит, апатит. В легкой фракции преобладает кварц, в значительно меньшем количестве присутствуют полевые шпаты, среди которых больше всего ортоклаза, реже — плагиоклазы и микроклин. Имеются карбонаты, мусковит, глинисто-слюдистые агрегаты. Обычно в единичных зернах встречаются опал и халцедон. Мало глауконита и вулканического стекла.

Однако различия в минералогическом составе ледниковых и водно-ледниковых отложений, с одной стороны, и лёссов — с другой, все же имеются. Это прежде всего касается выхода тяжелой фракции, который в лёссах очень невелик и составляет 0,1–0,2%, в то время как в ледниковых и водно-ледниковых отложениях выход тяжелой фракции составляет уже 0,4–0,7%, иногда до 1%.

Имеются различия и в составе минералов этих разных типов отложений. В ледниковых и водно-ледниковых отложениях значительно увеличивается содержание ставролита и дистена, минералов метаморфизованной группы. Если в днепровском лёссе эти минералы встречаются в основном в единичных зернах или не превышают 1%, то в моренах и флювиогляциальных отложениях их содержание возрастает до 4–5%.

Различия касаются и содержания, а главное — форм карбонатов. В ледниковых и водно-ледниковых отложениях это обломочные зерна кальцита и доломит, т.е. в основном зерна, по-видимому унаследованные от коренных пород. Содержание их невелико, а в некоторых разрезах (Клепалы, Кролевец) их нет. В лёссах содержание карбонатов значительно выше (до 30% в легкой фракции), в подавляющем большинстве это вторичные формы (крупно- и мелкокристаллический кальцит, встречающийся в виде заполнения пор, инкрустации по порам); обломочных зерен немного.

Эти особенности минералогического состава лёссовых отложений, с одной стороны, ледниковых и водно-ледниковых — с другой, легко объясняются спецификой генезиса того или другого типа отложений.

Минералы как тяжелой, так и легкой фракций носят следы выветрелости. Они проявляются в изменении поверхности зерен полевых шпатов, в основном плагиоклазов, а также эпидота (в результате чего его часто трудно распознать), роговых обманок и пироксенов, на зернах которых в основном по трещинам спайности наблюдаются скопления выветрелого материала. Процессы пелитизации и серицитизации часто до неузнаваемости меняют облик зерен минералов, а иногда ведут к их полному уничтожению. Лишь минералы, обладающие высокой устойчивостью, такие, как кварц, рутил, турмалин, циркон, долгое время сохраняются в осадках в чистом, малоизмененном виде.

При описании минералов под микроскопом не удалось выявить какие-либо различия в степени выветрелости минеральной массы лёссов, ледниковых и водно-ледниковых отложений. На основании приведенного в таблицах процентного содержания отдельных минералов и минеральных групп были подсчитаны коэффициенты выветрелости¹. Как показали

¹ Метод учета степени выветрелости минералов и использование его для палеогеографических реконструкций базируется на работах В.П. Батурина (1942, 1947).

Таблица 5

Сравнение статистических параметров ледниковых и лёссовых отложений

Кэф- фициент	n	Лимиты	\bar{x}	σ	$S\bar{x}$	V
Ледниковые и водно-ледниковые отложения						
K-A	30	0,19-1,71	0,58	0,3178	0,055	5,46
K-B	30	0,31-2,18	1,04	0,4934	0,089	4,74
K-B	30	0,84-2,75	1,48	0,3821	0,069	257,90
K-Г	30	1,35-5,67	3,70	1,166	0,212	31,51
K-Д	30	0,95-16,41	5,51	4,433	0,807	80,45
Лёссы						
K-A	14	0,16-2,51	0,70	0,652	0,17	93,11
K-B	14	0,35-4,64	1,28	1,166	0,311	91,09
K-B	14	0,79-8,76	2,21	2,138	0,57	96,74
K-Г	14	2,66-10,34	7,35	3,034	0,82	41,27
K-Д	14	0,14-7,32	2,21	1,972	0,52	89,18

наши более ранние исследования (Халчева, 1972, 1974), наилучшее представление о степени выветрелости дают коэффициенты, основанные на содержании минералов тяжелой фракции: K-A, K-B и K-B; они используются в данной работе.

Изучение степени выветрелости минеральной массы днепровского, ярмоленского лёсса, проведенное ранее в связи с исследованием лёссовой толщи плейстоцена, показало, что этот лёссовый горизонт изменен процессами выветривания сильнее, чем более молодой валдайский, в частности деснинский, горизонт, который наиболее репрезентативен из валдайской толщ. Однако минеральная масса ярмоленского горизонта менее изменена процессами выветривания, чем минеральная масса более древнего хорольского лёсса, соответствующего по времени окскому оледенению.

Для выяснения различия или сходства между лёссовыми отложениями, с одной стороны, и ледниковыми и водно-ледниковыми — с другой, была проведена элементарная математическая обработка полученных значений коэффициентов выветрелости и высчитаны средние арифметические (\bar{x}), средние квадратические отклонения (σ), средние ошибки ($S\bar{x}$) и коэффициенты вариации (V). Полученные данные сведены в табл. 5.

Как видно по данным табл. 5, средние арифметические величины коэффициентов K-A, K-B и K-B для ледниковых и водно-ледниковых отложений ниже, чем для лёссов. Возможно, это есть следствие различий в условиях седиментации: ледниковые и водно-ледниковые отложения формируются при значительно больших скоростях седиментации, чем лёссы, которые, чтобы превратиться в породу, должны подвергнуться, помимо воздействия транспортирующего агента, еще и воздействию

процессов "облёсования", речь о которых пойдет далее. Кроме того, ледниковые отложения формируются в более суровых климатических условиях, чем лёссы. В то же время различия в степени выветрелости одной и той же группы осадков незначительные, т.е. климатические условия времени их седиментации были сходными. В целом низкие значения коэффициентов выветрелости свидетельствуют о том, что это разновозрастные отложения суровых климатических условий.

Обратимся теперь к механизму образования алеврита ледниковых и водно-ледниковых отложений и лёссов. Пути накопления мелкоземистого материала ледниковых отложений И.П. Герасимов и М.М. Шукевич (1939) представляют себе следующим образом: 1) истирание крупнообломочного материала в массе льда при его движении; 2) захват ледником местного, ранее измельченного материала (в результате координирующего воздействия ледника на коренные породы); 3) захват ледником местного мелкоземистого материала — древней, доледниковой коры выветривания; 4) новообразование в талых ледниковых водах "вторичных" глин в результате гидролиза "первичных" минералов и осаждение растворенного и коллоидно-взвешенного материала; 5) новообразование в послеледниковое время продуктов выветривания из более древних, "первичных" компонентов.

Эти группы мелкоземистого материала существенно отличаются одна от другой. Первые две группы представлены в основном разрозненными минералами и обломками коренных кристаллических пород, последние две — глинистыми минералами. Таким образом, каждая морена представляет собой сложную смесь всех минеральных групп, что, естественно, не могло не отразиться на минералогическом составе ее алевритовой фракции.

Вопрос о генезисе алевритовой части лёссов более сложный и дискуссионный. Наши представления, основанные на изучении минералогического состава разновозрастных лёссовых отложений меридионального лёссового профиля Русской равнины, согласуются с представлениями большинства исследователей об золотой транспортировке лёссового материала. Скорее всего процесс лёссообразования можно представить себе так, как его представляют И.П. Герасимов (1939, 1940, 1962), Л.С. Берг (1947), К.К. Марков (1960, 1962), А.А. Величко (1969, 1973), т.е. как результат воздействия процессов почвообразования, точнее, элементарного почвенного процесса на осадки, первично отложенные золотым путем.

Таковы представления о генезисе мелкозема лёссовых и ледниковых отложений.

Процесс отложения как ледниковых и водно-ледниковых отложений, так и лёссов не предполагает длительного переноса материала (Марущак, 1969). И в том, и в другом случае речь идет о многократном переотложении одной и той же минеральной массы, что подтверждается данными минералогического состава мелкозема.

Средние квадратические отклонения коэффициентов показывают несколько парадоксальную на первый взгляд закономерность. Для лёс-

совых отложений они составляют бóльшую величину, чем для ледниковых и водно-ледниковых, что свидетельствует о меньшей однородности и проработке процессами выветривания минерального материала в лёссах. Это обстоятельство объясняется тем, что группа ледниковых осадков (морена и флювиогляциальные отложения) в отличие от лёссов формировалась в более постоянных условиях, не испытывающих значительных колебаний температуры и влажности. В свою очередь это может служить доказательством разного генезиса, точнее, разных путей транспортировки материала лёссов и ледниковых отложений.

Большую однородность минерального материала в ледниковых и водно-ледниковых отложениях по сравнению с лёссами демонстрируют также лимиты значений коэффициентов.

Можно предположить, что материал ярмоленского, днепровского горизонта лёсса был использован в дальнейшем как исходный для формирования флювиогляциальных и моренных отложений этого возраста, что согласуется с данными А.А. Величко (1975) о том, что фаза лёссовобразования в днепровское время предшествовала фазе наступания ледника. Это подтверждается также закономерностями, которые прослеживаются при анализе гистограмм значений коэффициентов (рис. 2). В лёссах чаще встречаются низкие значения коэффициентов. В ледниковых и водно-ледниковых отложениях пик частоты встречаемости для всех коэффициентов сдвинут вправо на одно значение.

Все сказанное касается значений коэффициентов, основанных на содержании минералов тяжелой фракции. Коэффициенты, основанные на содержании минералов легкой фракции, не дают четких представлений о степени выветрелости минеральной массы (Халчева, 1974). Скорее они дают возможность составить представление об однородности принесенного материала (см. табл. 5, рис. 2 и 3). Это в первую очередь касается значений коэффициента К—Г. О несколько большей однородности переработки процессами выветривания минерального материала, слагающего ледниковые и водно-ледниковые отложения, по сравнению с лёссовыми свидетельствуют как средние арифметические этого коэффициента, так и средние квадратические отклонения, средние ошибки и коэффициенты вариации. Таким образом, данные для коэффициента К—Г подтверждают выводы, полученные на основании анализа коэффициентов, по содержанию минералов тяжелой фракции.

Данные для коэффициентов К—Д свидетельствуют о переработке минеральной массы сингенетическими процессами (Герасимов, 1962). Меньшие значения этого коэффициента для лёссов, чем для флювиогляциальных отложений и моренных суглинков, говорят о более интенсивной переработке горизонта лёсса сингенетическими процессами. Большая однородность значений коэффициента, характеризующаяся более низкими величинами средних квадратических отклонений, средней ошибки и коэффициента вариации для лёссов, говорит о более равномерной переработке минеральной массы лёсса процессами преобразования, чем для ледниковых и водно-ледниковых отложений. Процессами сингенеза минеральная масса лёсса переработана значительно, чем ледниковые отложения.

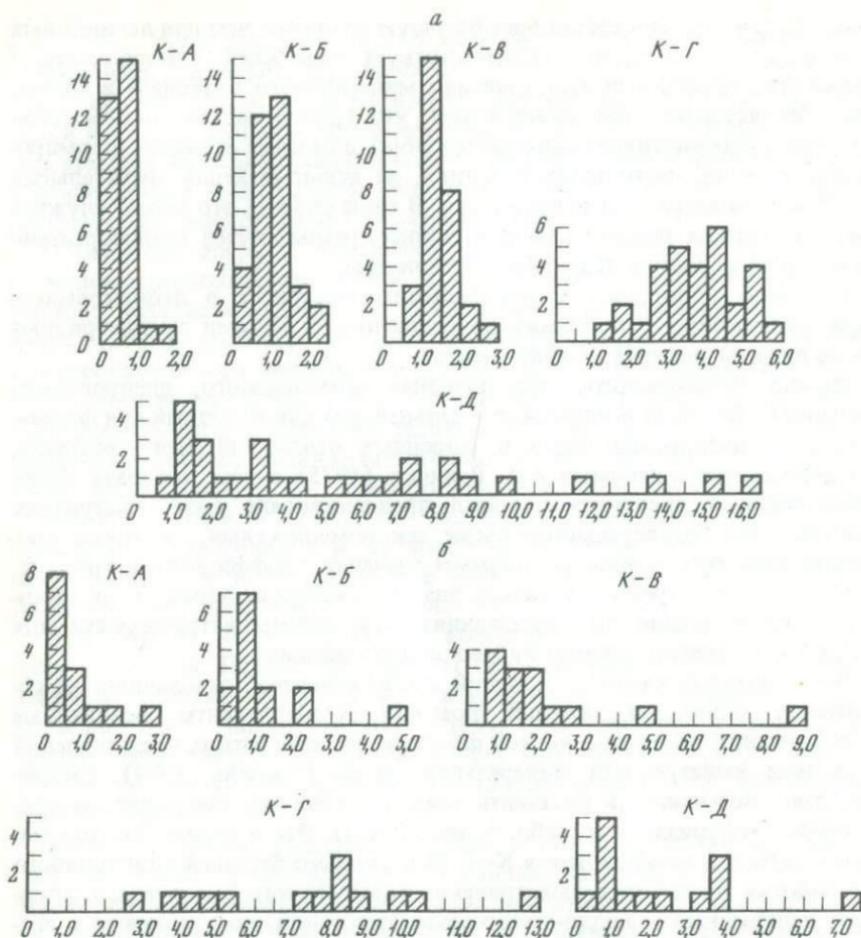


Рис. 2. Гистограммы значений коэффициентов выветрелости
 а — ледниковых и водно-ледниковых отложений; б — лёссовых отложений

Большую переработку лёссового материала вторичными процессами, нежели ледниковых и водно-ледниковых, можно объяснить скорее всего воздействием процессов почвообразования, окончательно превративших принесенную эоловым путем лёссовую пыль в лёсс как породу.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Минералогический состав лёссовых отложений, с одной стороны, ледниковых и водно-ледниковых — с другой, очень сходен, что само по себе говорит о их взаимосвязи. Скорее всего, субстратом для их формирования послужил один и тот же материал, но в результате разной транспортировки на небольшие расстояния и многократно переотложенный.

Описанный ранее механизм образования мелкозема лёсса и ледниковых отложений предполагает, видимо, вынос лёссовой пыли из областей распространения морен и флювиогляциальных отложений, а последние в свою очередь формировались при участии материала из лёсса, захваченного при движении ледника и вовлеченного в минеральную массу морен и флювиогляциальных отложений. Процесс этот, очевидно, повторялся неоднократно, поэтому, несмотря на разные пути транспортировки, минеральная масса того и другого типа отложений оказалась очень сходной. Это подтверждается очень близкими значениями коэффициентов выветрелости.

2. Различия в значениях коэффициентов выветрелости лёссов, с одной стороны, и ледниковых и водно-ледниковых отложений — с другой, не столь велики, чтобы говорить о существенном изменении климата времени образования этих типов отложений. Климатические условия времени формирования этих осадков были сходными.

Это отложения суровых климатических условий, однако несколько менее суровых, чем те, в которых формировались более молодые, валдайские лёссы.

3. Однородность в степени выветрелости материала, слагающего отложения ледникового и водно-ледникового происхождения, больше, чем лёссового, свидетельством чего служат значения средних квадратических отклонений, средних ошибок и коэффициентов вариации, более высоких в лёсовых отложениях, чем в ледниковых. Это говорит о том, что морены и флювиогляциальные отложения формировались в условиях, не испытывающих значительных колебаний температуры и влажности, в отличие от лёссов, при формировании которых климатические условия были менее постоянными. Это легко себе представить, если учесть способы транспортировки того и другого типа отложений. С одной стороны, это постепенное, сравнительно медленное отложение лёссовой пыли, когда климатический фактор какое-то время воздействовал на минеральную массу породы. Правда, воздействие суровых климатических условий крайне слабо меняло состав минералов. С другой стороны, сравнительно быстрое, часто моментальное отложение материала тальми ледниковыми водами, которое практически исключает какое-либо воздействие климатического фактора, увеличивающего степень выветрелости породы. Если принять, что фаза лёссообразования в днепровское время предшествовала фазе наступления ледника (А.А. Величко, 1975), то можно сказать, что происходило переотложение, вторичная минеральная сортировка материала лёссов при движении ледника и при формировании флювиогляциальных отложений.

4. Степень переработки минеральной массы вторичными процессами, в частности процессами карбонатообразования и формирования глинисто-слюдистых агрегатов, свойственных почвообразованию, в лёссах значительно выше, что скорее всего свидетельствует о почвенной переработке лёссовой пыли при превращении ее в лёссовую породу в отличие от ледниковых и флювиогляциальных отложений, не испытавших на себе воздействия этих процессов.

- Батурин В.П.* Об устойчивости и синтезе минералов глубинных геосфер в стратосфере. — Докл. АН СССР, 1942, т. XXXVII, № 1.
- Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.: Изд-во АН СССР, 1947.
- Берг Л.С.* Лёсс как продукт выветривания и почвообразования. — В кн.: Климат и жизнь. 2-е изд. М.: Географгиз, 1947.
- Величко А.А.* Природные этапы плейстоцена северного полушария: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: 1969.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Величко А.А.* Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины. — В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975.
- Герасимов И.П.* К вопросу о генезисе лёссов и лёссовидных отложений. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геоф., 1939, № 1.
- Герасимов И.П.* Вопросы генезиса и стратиграфии лёссовых отложений в палеогеографическом освещении. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1940, вып. 36.
- Герасимов И.П.* Лёссообразование и почвообразование. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 2.
- Герасимов И.П., Шукевич М.М.* Петрографический состав некоторых типов почвообразующих наносов СССР. — Проблемы советского почвоведения. М., Л., 1939, сб. 8.
- Марков К.К.* Палеогеография. 2-ое изд. М.: Изд-во МГУ, 1960.
- Марков К.К.* Проблемы развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде — антропогене). — Труды комис. по изуч. четвертич. периода, 1962, т. 19.
- Марущак Г.* Лёссовые отложения и их литологические признаки. — В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969.
- Новский В.А.* Плейстоцен Ярославского Поволжья. М.: Наука, 1975.
- Халчева Т.А.* О различиях в минералогическом составе лёссовых горизонтов Русской равнины. — В кн.: Лёсы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972.
- Халчева Т.А.* Степень выветрелости и условия формирования разновозрастных лёссовых горизонтов Русской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: 1974.

УДК 551.79:551.336 (470)

В.В. БЕРДНИКОВ

РЕЛИКТОВЫЙ МЕРЗЛОТНЫЙ МИКРОРЕЛЬЕФ В РАЙОНЕ ВЯЗЬМЫ

Более десяти лет назад на территории Русской равнины был выявлен комплекс форм реликтовой мерзлоты (реликтовая криогенная морфоскульптура), отражающихся в современной поверхности этих территорий, и было показано существование определенной зональности реликтовых образований (Величко, 1965, 1973а, б). Выраженность типов мерзлотного микро рельефа изменяется в направлении с севера на юг, что позволяет выделить три широтные зоны мерзлотного микро рельефа: северную, среднюю и южную.

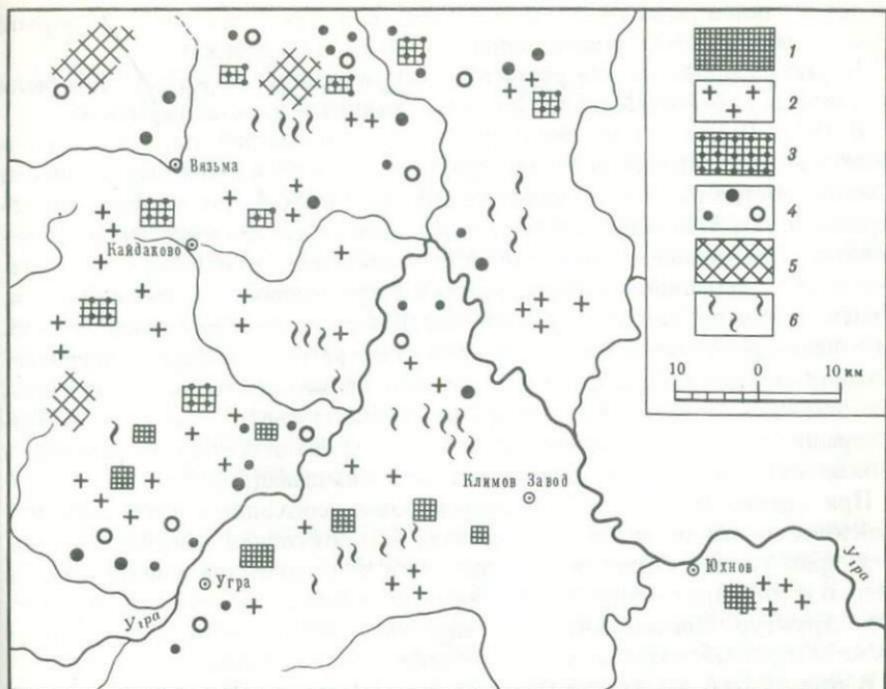


Рис. 1. Схема распространения реликтового мерзлотного микрорельефа в районе Вязьмы

1 — микрорельеф полигональный; 2 — то же, полигонально-блочный; 3 — то же, бугристо-западинный; 4 — западинные и кольцевые формы; 5 — крупноблочный рельеф; 6 — рельеф микронеровностей (просвечивающая пятнистость)

Реликтовый мерзлотный микрорельеф северной зоны изучался нами в 1966⁵—1970 гг. в бассейне верхней Волги (Углич, Рыбинск, Кашин). Эти исследования потребовали проведения комплекса камеральных и полевых работ, начиная от определения типа выраженного на аэрофотоснимке микрорельефа до установления его геологического строения и площади распространения. Во всех случаях требовалось получение детальных морфологических и палеомерзлотных характеристик для доказательства именно мерзлотного генезиса описываемых образований, а также для определения типа палеокриогенных форм. По существу, работы первого этапа послужили обоснованием значительной части типов реликтового мерзлотного микрорельефа (Величко, 1965, 1973а, б; Величко, Бердников, 1970; Бердников, 1970, 1973, 1976). Выработанные принципы картирования позволили составить карту распространения реликтового криогенного микрорельефа на территорию бассейна верхней Волги и прилегающих районов.

Позже мерзлотный микрорельеф изучался значительно южнее, в средней зоне реликтовой криогенной морфоскульптуры. Изучение аэрофото-материалов позволило установить наличие на этой территории в принци-

пе тех же типов реликтового криогенного микрорельефа, что и в северной зоне, но несколько иной выраженности и в иных сочетаниях.

Карты распространения реликтового криогенного микрорельефа были составлены на районы Медьни, Вязьмы, Сухиничей и частично Кирова.

В 1971–1973 гг. нами были проведены полевые работы с целью уточнения карт реликтовой мерзлоты средней зоны и сравнения выраженности и особенностей распространения палеокриогенных форм в средней и северной зонах. Основное внимание обращалось на изучение слабо выраженных образований. К ним могут быть отнесены разнообразные слитные и редуцированные формы, участки с просвечивающей пятнистостью, а также площади, на которых встречались не системы образований, а лишь их отдельные элементы. Такие участки часто встречаются среди бугристо-западного микрорельефа, где отчетливо выражены только отрицательные элементы — западины, или среди крупноблочного рельефа, который превращается в слабо холмистые ландшафты без отчетливо выраженных блоков и западин, с перепадами высот, не превышающими 2 м.

При оценке микрорельефа средней зоны необходимо учитывать, что практически все площади этой полосы на протяжении многих столетий регулярно распахивались и верхние части всех разрезов уничтожены, а именно к ним приурочены многие важные детали строения палеомерзлотных структур. Значительная залесенность и заболоченность территории также затрудняют изучение и картирование микрорельефа.

В районе Вязьмы на незалесенных территориях выявлен сравнительно полный набор типов палеомерзлотного микрорельефа (рис. 1).

Группы микрорельефа основного ряда — полигонального, полигонально-блочного и блочного — встречаются сравнительно редко и то в виде отдельных полей размером 100–300 м в поперечнике. Сами полигональные системы имеют сходные параметры с полигонами, изученными в северной зоне; величина их ячеек колеблется в пределах 20–40 м, межблочные полосы выделяются на аэрофотоснимках в виде темных или светлых сеток, чаще правильной 4–5-сторонней формы. Ширина межблочных ложбин составляет 2–3, редко 5 м.

Полигональный микрорельеф детально изучался на участке у д. Гороховка, расположенном в 15 км к югу от г. Юхнова. Микрорельеф этого участка четко выражен на аэрофотоснимке в виде мелкой темной сетки (среднеполигональный микрорельеф) на более темном фоне распаханного поля. Размеры ячеек равны 15–20 м, ячейки правильной, преимущественно 4-сторонней формы. На современной поверхности микрорельеф выражен плохо, видна слабая волнистость поля, без выделения границ полигонов.

На этом участке в широтном направлении была заложена геологическая канава длиной 30 м. Вскрытый канавой разрез представлен следующими горизонтами:

	Мощность, м
1. Супесь серая, пылеватая — пахотный горизонт	0,3
2. Суглинок светло-коричневый, ожелезненный, постоянно опесчанен и оподзолен, с сеткой тонких белесоватых прожилок	0,4

- | | |
|--|-----|
| 3. Суглинок коричневый, плотный, с включениями мелкого гравия, значительно ожелезнен | 0,8 |
| 4. Песок крупно- и разнозернистый, с прослоями темно-ржавого и светло-коричневого песка, темные прослой сильно ожелезнены. | 1,0 |

В 5 м от начала канавы была заложена шнековая скважина, которая вскрыла сходные отложения до глубины 2,7 м. Ниже в песках, сходных с горизонтом 4, отмечено укрупнение зерен кристаллических пород до размеров 5–7 мм и встречены отдельные камни — до 5 см в поперечнике.

С глубины приблизительно 4 м прослеживается суглинок красновато-коричневый, с мелким и редким гравием и галькой, значительно опесчаненный, — морена. Плотные гравелистые суглинки пройдены скважиной до глубины 9 м, при этом гравий на 60% состоит из материала известковистых пород, около 20% кремня, кварца и интрузивных пород. Такие грунты представляют собой весьма прочный субстрат, который даже в резко континентальных условиях мало подвергается морозобойному растрескиванию.

В канаве были вскрыты три вертикальные зоны, соответствующие узким темным полосам полигонов на аэрофотоснимке. В первой зоне, находящейся на расстоянии 1,5 м от начала канавы, на глубине от 0,5–0,7 до 2,5 м четко выделяются границы структуры. Она представляет собой клиновидное образование: на глубине 0,5–1,0 м ее ширина составляет 1,5–1,7 м, на глубине около 1,5 м она резко сужается и далее вниз продолжается в виде узкого (около 0,2 м) вертикального клина. Таким образом, клиновидная структура имеет хорошо выраженное двухъярусное строение, свойственное псевдоморфозам по повторножильным льдам (рис. 2а).

При переходе от материала заполнения к вмещающим темно-коричневым суглинкам граница прослеживается четко. Ниже 1,3–1,4 м клин выполнен пятнистым суглинком и серовато-сизым тонкозернистым песком.

Вторая вертикальная зона расположена на отрезке канавы от 11 до 14 м, и выраженность структуры в разрезе несколько хуже. Явно выраженная структура занимает верхнюю часть разреза до глубины около 1 м, границы этого образования менее четкие и прослеживаются в основном по смене вмещающего и выполняющего материала. Ниже, на глубину 1 м от этой зоны, проникают узкие клиновидные жилы, из которых центральная достигает глубины более 2,1 м, а следующая заканчивается на глубине 1,4 м. Возможно, в этом месте канавой вскрыто пересечение двух сторон полигональной сетки, причем ограничивающая одну из сторон клиновидная жила была развита слабо и затухала на незначительной глубине.

Третья вертикальная зона слабо выражена в разрезе на участке канавы от 27,5 до 29 м и представляет собой внедрение до глубины 0,9–1,0 м серых супесей в виде наклонно-горизонтальных прослоев мощностью около 1 м.

Таким образом, в разрезе на участке у д. Гороховка вскрыт фрагмент полигональной системы. Размеры ячеек этой системы вдоль линии, по

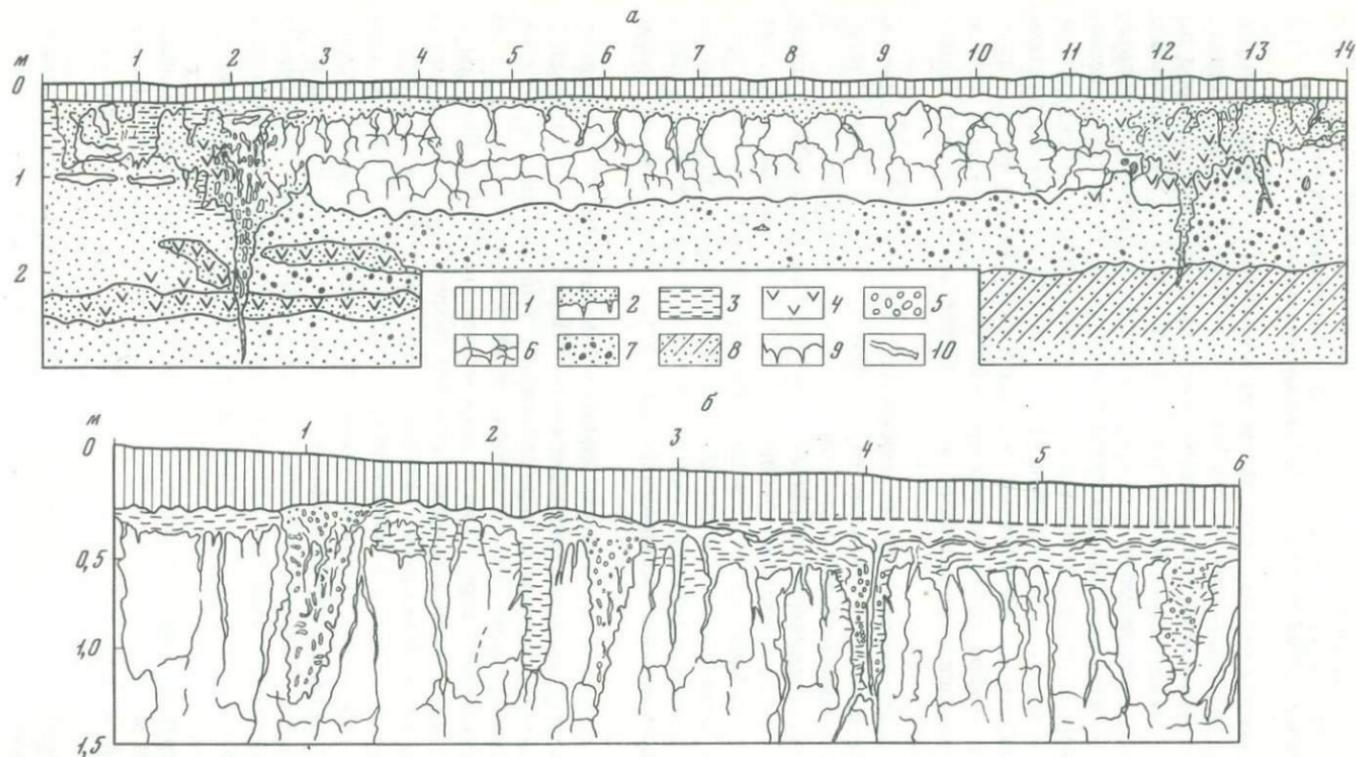


Рис. 2. Разрезы: а – у д. Гороховка, б – у д. Дрожжино

1 – супесь серая – пахотный горизонт; 2 – супесь, песок серый, светло-желтый – подзолистый горизонт; 3 – суглинок светло-коричневый; 4 – пятна и полосы ожелезнения; 5 – ожелезненные и марганцовистые включения; 6 – суглинок коричневый плотный; 7 – песок крупнозернистый, темно- и светло-коричневый; 8 – суглинок темно-коричневый, опесчаненный; 9 – суглинок лёссовидный, палевый; 10 – жилки оглеенного материала

которой они были вскрыты канавой, составляют: от первой структуры до второй — около 10 м, от второй структуры до третьей — 16 м. Глубина заложения клиновидных структур от первой зоны к третьей меняется по верхнему ярусу от 1,5 до 0,8–0,9 м, по проникновению узкой клиновидной части на еще большую величину — от 2,5 до 0,9 м. Возможно, это объясняет общим уклоном участка и различиями в морозобойном режиме грунтов в период существования и заложения полигональной системы участка.

Сходные образования изучались на участке у д. Кузнецовка, расположенном в 1 км к западу от деревни. По аэрофотоснимку на этом участке прослеживаются неотчетливые элементы палеомерзлотного микрорельефа, приближающиеся к типам слитного микрорельефа. При заложении геологической канавы был вскрыт разрез следующего строения:

	Мощность, м
1. Супесь серая, тонкая, пылеватая, пористая — пахотный горизонт современной почвы	0,2
2. Суглинок коричневый, светло-коричневый, малопористый, оже- лен неравномерно. На глубине 0,4 м и ниже увеличивается порис- тость, но суглинок становится плотнее. С глубины 0,3 м появляется характерная столбчатая отдельность. По всему профилю наблюдается значительное ожелезнение по граням отдельностей. Верхняя граница неровная, с белесыми затеками и языками — остатками подзолисто- го горизонта. Белесые затеки проникают до глубины 0,6–0,7 м. С глубины 0,6–0,7 м отмечаются редкие включения мелкого гравия 1–3 см в диаметре. На глубине 1,2 м суглинок постепенно темнеет, становится опесчаненным, увеличивается количество очень мелкого гравия	1,0 (видимая)
3. Суглинок темно-коричневый, плотный, гумусированный, горизонт невыверстан и залегает линзами мощностью 0,1–0,2 м и размером по горизонтали не более 0,5 м	0,8

В разрезе с глубины 0,1 м слабо выражена расслоенность и на глуби-
не 0,25 м появляется более отчетливая крупносетчатая текстура. Отдель-
ности по вертикальным и горизонтальным граням имеют белесоватую при-
сыпку. Такая расслоенность исчезает на глубине 0,5 м, и суглинок приоб-
ретает характерную крупнокомковатую структуру. Комки остроугольной
формы в поперечнике равны 2–3 см. По граням отдельностей наблюдается
ожелезнение. С глубины 1,2 м отдельности пропадают, суглинок становит-
ся более влажным.

В пределах 25-метрового разреза геологической канавы были вскрыты
две вертикальные зоны, отличные от обычного чередования горизонтов.
Первая из них расположена на отрезке от 2 до 5 м, считая от начала кана-
вы, вторая — на отрезке от 11 до 13 м. Эти зоны прослеживаются прак-
тически с самого верха разреза сразу же под пахотным горизонтом и про-
являются в разрезе в виде перехода от вмещающих суглинков к белесо-
ватым легким суглинкам с прожилками ожелезнения.

Первая зона прослеживается до глубины около 1 м, ниже суглинков
приобретает более темный оттенок и отмечается значительное оглеение.
С глубины 1,5 м эти следы практически исчезают. В пределах такой зоны
мелкая языковатость с белесой присыпкой, свойственная верхней границе
суглинков, пропадает.

Вторая зона отличается более тяжелым выполняющим материалом, а по ее нижней границе сохраняется мелкая языковатость, свойственная всему разрезу. Характерная особенность этих зон — замкнутые котлообразные очертания.

Помимо этих образований, в разрезе выделяются неширокие и неглубокие формы с резко увеличенным содержанием марганцовистых включений и отчетливой мелкослоистой палеокриогенной текстурой. Подобные образования описаны в палеокриологической литературе как своеобразные "котлы" или карманы, и обычно их происхождение объясняется увеличенным содержанием льда в пределах этих зон и соответствующей криогенной переработкой материала. Мы считаем, что эти образования могут также отражать в разрезах элементы криогенных систем и соответствуют на общем фоне незначительной криогенной переработки грунта точкам с максимально активным проявлением процессов. В частности, это могут быть следы полигональной системы, существовавшей в прошлом на этих участках, но недостаточно развившейся или не сохранившей иных проявлений вследствие сильного запыления при протаивании. При таком допущении описанные зоны могут отвечать точкам пересечения сетчатых систем.

Неотчетливые типы реликтового мерзлотного микрорельефа изучались также на участке просвечивающей пятнистости, расположенном к северу от д. Дрожжино (левый берег Угры).

На аэрофотоснимке этого участка просматриваются расплывчатые пятна или полосы более светлые по тону, чем основной фон снимка, и имеющие размеры порядка нескольких десятков метров. Микрорельеф участка представляет серию нечетко выраженных, чередующихся пологих бугров и ложбин. Бугры достигают размеров 20—30 м, относительная высота их около 1 м, а ложбины разграничивают бугры и протягиваются на 10—15 м. В целом такой рельеф занимает промежуточное положение между бугристым и крупноблочным рельефом (Бердников, 1973).

Верхняя геологическая канава заложена на склоне бугра, пересекает обширную ложбину, следующие бугор и ложбину и оканчивается на бугре.

Канавой вскрыт следующий разрез:

	Мощность, м
1. Супесь серая, тонкая, пылеватая, с корнями трав и пятнами темной гумусированной супеси, пористая, легкая	0,4
2. Супесь серая с белесоватыми пятнами, с многочисленными крапинами мелких угольков. Пористость меньше, видна характерная слоистость на тонкие горизонтальные пластинки.	0,11
3. Супесь (очень мелкий песок) белесоватая, почти белая с серыми прослойками, пористая, рыхлая с отчетливой слоистой текстурой. Горизонт не выдержан по мощности. Трещинные нарушения проникают до глубины 1 м.	0,2
4. Суглинок светло-коричневый, плотный, среднепористый, с пятнами марганцовистых включений, имеет слоисто-сетчатую текстуру. Суглинок распадается на структурные отдельности в виде призм. В горизонт суглинка внедряются клиновидные, ветвящиеся трещины и более крупные деформации карманообразной формы.	0,8

Канавой вскрыты лишь верхние 1,3 м отложений на протяжении нескольких десятков метров. Установлено, что крупных клиновидных структур нет, а характерны мелкие ячеистые образования, сходные по типу с ячеистыми грунтами, распространенными в зоне современной мерзлоты (рис. 2 б). Эти ячеистые формы занимают преимущественно пониженные площади участка, и, вероятнее всего, именно эти образования создают пятнистость данного участка, видимую на аэрофотоснимке.

Вторая геологическая канава на участке у д. Дрожжино заложена в нижней части поля, там, где начинается западина, в настоящее время заболоченная. Канава имеет длину 15 м и вскрывает разрез, в котором над коричневыми суглинками, свойственными для участка, прослеживается гумусированный горизонт реликтовой почвы. В этой канаве при переходе от склона поля к западине вскрыто образование, нарушающее обычное чередование горизонтов. Это образование имеет форму котла, рассеченного серией узких трещин, и прослеживается ниже пахотного горизонта до глубины 1,5 м и ниже. Каждый из горизонтов, формирующих это образование, имеет особую текстуру, от мелкосетчатой до комковатой. Это свидетельствует о несомненной криогенной переработке отложений и хорошей сохранности следов этой переработки.

Узкие вертикальные прожилки также, вероятнее всего, морозобойного происхождения, а их приуроченность преимущественно к зоне образования (структуры) говорит о более высокой льдистости и большей подверженности растрескиванию. На глубине ниже 2 м следы этой своеобразной структуры не прослеживаются; она не имеет также продолжения по горизонтали, т.е. практически полностью выклинивается на расстоянии 2 м в сторону от разреза.

Таким образом, описываемая форма имеет вид замкнутой котлообразной впадины диаметром менее 3 м. По всему разрезу, особенно в нижней части, прослеживаются также ячеистые образования, очень сходные с теми, которые наблюдались в первой канаве. При этом ячеистые формы отчетливо прослеживаются на том отрезке канавы, которому соответствует замкнутая впадина. Это обстоятельство позволяет считать, что в данном разрезе выявляются следы двух одновременных образований или систем, из которых сначала была сформирована котлообразная структура, а позже, уже после заполнения практически всей полости, наложился процесс формирования ячеистых грунтов.

Границы котлообразной структуры прослеживаются в разрезе с той же глубины, что и границы сходных форм на соседних участках, практически сразу же под подзолистым горизонтом. Выявленная структура имеет много и других сходных черт с теми образованиями, которые были встречены и описаны на участках у деревень Гороховка и Кузнецовка. Все это позволяет считать, что такого рода котлообразные структуры относятся к своеобразному типу палеомерзлотных форм, связанных, как уже отмечалось, со следами разрушения трещинных систем.

Топографические работы на участке у д. Дрожжино показали приуроченность бурых пятен почвенного покрова к наиболее возвышенным участкам поверхности поля. В целом пологие бугры участка, разделенные

темными ложбинами, выражены по всей площади неравномерно. Трудно говорить о какой-то закономерности. В отдельных случаях такие бугры сливаются один с другим и формируют слитный рельеф. Более темные, почти темно-серые участки западин сменяются бурыми пятнами. При детальном рассмотрении оказывается, что изменения в окраске поверхностного слоя обусловлены в основном неравномерностью почвенного профиля. В пределах бурых пятен почвенный профиль срезан в верхней части и проступает бурый иллювиальный горизонт. Геологическая канава была заложена до глубины 3,5 м и вскрывает всю толщу бурых суглинков, лежащих на красно-буром валунном суглинке-морене. Контакт суглинков и морены четкий, довольно ровный и проходит на глубине 3,9–3,5 м.

Таким образом, формирование бугристого рельефа участка, вероятнее всего, связано с изменяющейся мощностью надморенных суглинков, которая несколько сокращается в зонах ложбины. В целом такой рельеф напоминает плохо выраженные участки крупноблочного рельефа.

Изучение реликтового криогенного микрорельефа позволяет считать вполне обоснованным положение о генетическом и морфологическом сходстве палеомерзлотных образований, расположенных в средней зоне и в более северных районах. Так, полигональные формы имеют сопоставимые параметры как по вертикали (около 2,5 м), так и по размерам ячеек полигонов (12–18 м).

Несколько отличными оказались котлообразные формы, которые отнесены нами также к категории палеомерзлотных. Такие образования не встречены в моренных северных провинциях. Возможно, их распространение обусловлено литологическими особенностями территорий с характерным широким развитием надморенных суглинков.

Распространение реликтового мерзлотного микрорельефа. Описываемая территория в значительной степени залесена и заболочена, большие площади заняты долиной Угры, поэтому реликтовый мерзлотный микрорельеф здесь выражен хуже, чем можно предполагать. В целом эта территория, как уже отмечалось, относится к средней зоне распространения реликтового криогенного рельефа на Русской равнине, для которой характерны бугристо-западинные, реже полигональные, формы с большим количеством западин и слитных образований, развитые на покровных лёссовидных суглинках и лёссах (Величко, 1965). Эти формы создают на распаханых площадях сплошной фон, часто отдельные элементы микрорельефа не просматриваются и преобладают слитные типы. Многочисленны участки с просвечивающей пятнистостью и различные переходные типы. В тех местах, где мощность надморенных суглинков превышает 1,5–2 м, встречаются поля крупноблочного рельефа с размерами сторон 40–60–80 м.

Четко выраженные формы типа полигонального или полигонально-блочного микрорельефа приурочены чаще к моренным и супесчаным поверхностям.

Для северных районов территории характерно почти повсеместное наличие элементов и выраженных участков крупноблочных систем

(см. рис. 1). Такие участки расположены к северо-западу от д. Новое Село, в окрестностях Улицкого озера. Практически во всех случаях эти формы не отличаются четкостью и не занимают значительных площадей. Их развитие часто приурочено к заболоченным пространствам или связано с озерными котловинами.

Интересная особенность заключается в почти полном отсутствии участков с наложенными на крупноблочный рельеф другими формами реликтового криогенного микрорельефа: полигональных и полигонально-блочных типов. Такие участки неоднократно выделялись нами при картировании древней мерзлоты на более северных территориях.

Для описываемой территории свойственно распространение бугристо-западинного микрорельефа и западинных форм. Такие участки с преобладанием бугристых типов расположены на северо-востоке территории и особенно отчетливо выражены у д. Дубенки.

Западинные образования обычно сопровождают эти типы микрорельефа, но могут проявляться и самостоятельно. Кольцевые западины развиты вдоль р. Молодка, у деревень Дьяково и Новое Село.

Самые четкие и резкие палеокриогенные формы, относящиеся к полигональному и полигонально-блочному типам, редко встречаются в северной части описываемой территории. Полигонально-блочный рельеф в сочетании с кольцевыми западинами отмечен у деревень Аносово и Васильево. Эти формы имеют размеры полигонов 20—40 м, площади таких участков незначительны, и они приурочены к повышенным распаханым участкам.

Южная часть района также сильно залесена и заболочена, но палеомерзлотные формы проявляются здесь шире и четче, чем в северной части. Преимущественный фон создают типы бугристого и бугристо-западинного микрорельефа с редкими пятнами полигональных и полигонально-блочных типов. В пределах юго-западной части района крупноблочные системы развиты слабо и отмечены лишь отдельные элементы этих форм.

Бугристые и бугристо-западинные типы микрорельефа встречены почти на всех открытых участках. Часто бугристо-западинный микрорельеф сочетается с кольцевыми западинами. Такие сочетания встречены у деревень Волоста и Горки. Отчетливые бугристые формы расположены в центральной части района, у деревень Карпово и Александровка, а также на левобережье Угры, у деревень Федотково и Греково.

В южной части района шире и разнообразнее представлены полигональные и полигонально-блочные формы. Появляются участки с разнообразными отчетливыми полигональными системами, которые занимают большие площади. Отчетливый полигональный микрорельеф с темной решеткой и размерами блоков 20—40 м виден у деревень Потапово, Паково, Хватов Завод, Теплушки. Далее к югу выраженность этих форм ослабевает, отмечены лишь отдельные участки. Полигонально-блочный рельеф развит вокруг д. Богатырь и к северу от д. Доброе.

Таким образом, палеомерзлотный микрорельеф распространен на описываемой территории неравномерно. В северо-западной части реликтовые формы практически не встречаются и не охарактеризованы нами из-

за отсутствия аэрофотоматериалов. Реликтовых форм вдоль южной части территории нет, или они представлены отдельными образованиями типа просвечивающей пятнистости и западин.

Неравномерность распространения реликтового криогенного микро-рельефа проявляется и в различных комплексах или сочетаниях форм микрорельефа, свойственных северо-восточной и более южной частям района. Понятие о сочетаниях или комплексах форм реликтового криогенного микрорельефа было введено нами при анализе карт реликтового рельефа в бассейне верхней Волги и позволяет дополнить этот анализ литологическими и геоморфологическими элементами и характеристиками (Бердников, 1976). Даже с первого взгляда на схему распространения реликтового микрорельефа видно, что для северо-восточной части территории характерны в основном формы как бы низинных или сильно увлажненных пространств, а именно бугристо-западных типов, многочисленных западин, кольцевых структур, а также форм и элементов крупноблочного рельефа (см. рис. 1). Просвечивающая пятнистость и формы полигонального ряда встречаются крайне редко.

Южная часть территории, наоборот, характеризуется незначительным проявлением крупноблочного рельефа, чаще отдельными его элементами, реже встречаются бугристо-западные формы, но достаточно полно представлены полигональные и полигонально-блочные типы. Эти формы составляют ядро сочетания второго типа (если считать рассмотренный ранее первым), причем территориальный центр этого ядра приходится почти точно на середину территории (Хватов Запад — Знаменка). К юго-западу этот набор как бы рассыпается, и периферия территории характеризуется преимущественно полигональными, полигонально-блочными типами в обрамлении участков просвечивающей пятнистости с отдельными редкими западинами.

К сочетаниям третьего типа могут быть отнесены площади, на которых реликтовый криогенный микрорельеф не проявлен или развит очень ограниченно. Такие площади составляют в целом до 1/3 рассматриваемой территории, в основном на северо-западе и юго-востоке. Такое ослабление палеокриогенного фона, вероятнее всего, объясняется не изначальным отсутствием этих образований, а локальными особенностями природных факторов.

В инженерно-геологическом плане палеокриогенный рельеф в пределах описываемой территории менее выразителен, чем соответствующие формы северных территорий. Это определяется, во-первых, сравнительно меньшим распространением самих форм, во-вторых, неотчетливым выражением на большей части площади группы крупноблочного рельефа и, в-третьих, малыми отличиями вмещающего и выполняющего материала для групп полигонального и блочного ряда. На этом фоне несколько выделяются западные формы и кольцевые структуры, но они специально не изучались.

Полученные материалы показывают, что рассматриваемая территория — один из фрагментов обширнейшей области финальноплейстоценовой мерзлоты, контуры которой уже намечены в общих чертах. Период

формирования криогенного микрорельефа на данной территории относится, по данным для соседних территорий, к концу плейстоцена и может быть предварительно отнесен к отрезку 17–15 тыс. лет назад. Сходные клиновидные структуры полигонов под Брянском на стоянке Тимоновка II датированы по C^{14} временем около 15 тыс. лет назад. В это время в районе Вязьмы и в соседних районах господствовали резко континентальные тундровые условия, мощность многолетнемерзлого слоя составляла несколько сотен метров, повсеместно были развиты полигональные системы, термокарстовые болота и озера. Последующие этапы деградации мерзлоты и перехода криогенного рельефа в реликтовое состояние были, по-видимому, осложнены периодами похолоданий. К следам таких похолоданий должны быть отнесены формы типа ячеистых грунтов, впервые обнаруженные на Русской равнине и изученные на участке у д. Дрожжино.

ЛИТЕРАТУРА

- Бердников В.В.* Реликтовый криогенный микрорельеф бассейна Верхней Волги. — Геоморфология, 1970, № 4.
- Бердников В.В.* Крупнооблочный рельеф и его геологическая структура. — В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973.
- Бердников В.В.* Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука, 1976.
- Величко А.А.* Криогенный рельеф позднплейстоценовой перигляциальной зоны Восточной Европы. — В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965.
- Величко А.А.* Основные особенности реликтовой криогенной морфоструктуры и общие принципы ее картирования. — В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973а.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973б.
- Величко А.А., Бердников В.В.* Основные типы реликтового криогенного микрорельефа и принципы его крупномасштабного картирования. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещания по мерзлотоведению 1970 г. М.: Изд-во МГУ, 1970.

УДК 551.893:345 (4–11)

В.П. НЕЧАЕВ

О НЕКОТОРЫХ СООТНОШЕНИЯХ МЕЖДУ МЕРЗЛОТНЫМИ И КЛИМАТИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В последние десятилетия изучение палеомерзлотных феноменов в районах, расположенных южнее зоны современного распространения многолетней мерзлоты, выделилось в самостоятельное направление в палеогеографии плейстоцена. Внимание исследователей все более привлекают и вопросы реконструкции палеоклимата на основе такого изучения (Москвитин, 1940; Величко, 1969; Poser, 1948; Dylik, 1975).

В настоящее время несколько климатических показателей, связанных с мерзлотой, используется при палеогеографических реконструкциях с той или иной степенью достоверности. Для примера можно привести

средние годовые температуры воздуха (от -1 до -5°C), которые в целом характерны для южной границы многолетней мерзлоты, или средние годовые температуры воздуха ($-6, -8^{\circ}\text{C}$), соответствующие южному пределу распространения активно растущих полигонально-жильных льдов (Баулин и др., 1967; Pewe, 1966). Многие из аналогичных данных собраны в монографии Уошборна (Washburn, 1973).

Советскими исследователями проведено районирование зоны многолетней мерзлоты и созданы карты, отражающие мощность мерзлоты и ее температуры, а также криогенное строение грунтов (Баранов, 1956; Попов, 1967). Использование таких карт позволяет анализировать многие явления, в частности соотношения между температурами воздуха и грунта.

Однако, как известно, прямой связи и четкой обусловленности между средними годовыми температурами воздуха и грунта не отмечается (Brown, 1960). Кроме того, средняя годовая температура воздуха не отражает многих природно-климатических условий различных территорий. Так, средняя годовая температура воздуха -10°C характерна для северной части п-ова Ямал (зона арктической тундры) и для центральной Якутии (среднетаежная зона). Здесь хорошо проявляется особенность многолетней мерзлоты — ее распространение во многих географических зонах.

Ярче это проявляется при анализе южной границы распространения многолетней мерзлоты. В пределах СССР эта граница проходит в зонах березовой лесотундры на Кольском полуострове и хвойно-широколиственных лесов в среднем течении Амура, в таежной зоне на северо-востоке европейской части СССР и степной зоне южного Забайкалья. Сходная картина чередования различных ландшафтных зон вдоль южной границы многолетней мерзлоты отмечается и для территории Северной Америки.

Таким образом, констатация факта о наличии мерзлоты в прошлом на какой-либо территории с привлечением только самых общих данных о средних годовых температурах воздуха отражает далеко не полностью специфику палеогеографических условий, в частности остаются неохарактеризованными такие важные показатели, как степень континентальности климата или температурные условия холодного и теплого сезонов. Поэтому в наших исследованиях режим мерзлоты не сопоставлялся со средними годовыми температурами воздуха.

Более интересен анализ континентальности климата, выражающейся через годовую амплитуду температуры воздуха, а также ее составляющих, т.е. средних месячных температур самого холодного и самого теплого месяцев. Учет такого важного фактора, как континентальность климата, применялся как для обобщающих палеогеографических реконструкций (Марков, Величко, 1967), так и для районирования зоны современной многолетней мерзлоты (Попов, 1960) и древней мерзлоты (Величко, 1973).

Анализ современных климатических условий показывает, что большая часть территории зоны современной многолетней мерзлоты приурочена к районам, где годовая амплитуда температуры воздуха изменяется от 20—

—25 до 55—60°C. Однако внутри этого диапазона (примерно до значений амплитуды 35—40°) есть территории, лишенные многолетней мерзлоты.

Территории с мерзлотой и лишенные ее разграничивались в результате выявления отношений средних температур самого теплого и самого холодного месяцев. Как известно, годовой ход средних месячных температур воздуха представляет собой синусоиду, и при исследованиях проводился анализ отношений экстремальных значений этой кривой. За основу принималось отношение величины температуры самого холодного месяца к величине температуры самого теплого (с учетом знака).

Такое отношение предлагается называть в данном случае индексом относительной суровости:

$$i_{\text{ос}} = \frac{a^-}{a^+},$$

где $i_{\text{ос}}$ — индекс относительной суровости; a^- — средняя месячная температура самого холодного месяца; a^+ — средняя месячная температура самого теплого месяца. Отрицательный знак означает, что берутся территории, в пределах которых температура самого холодного месяца ниже, а самого теплого — выше 0°C — температуры перехода от безморозного периода к морозному. Положительный знак означает, что обе экстремальные величины кривой годового хода температур расположены ниже или выше 0°C.

Этот показатель использовался при анализе температурных данных метеостанций, расположенных вблизи южной границы многолетней мерзлоты (для территории СССР). Как уже отмечалось, эта граница пересекает различные природно-климатические зоны, средние годовые температуры воздуха вдоль нее изменяются от —1 до —5°C, а величина годовой амплитуды температуры воздуха — от 25 до 40—43°. Значения индекса относительной суровости оказались сосредоточенными в основном в интервале от —1,00 до —1,50, составляя в среднем около —1,25.

Так, для района пос. Слюдянки средняя температура самого холодного месяца составляет —13,2°C, а самого теплого 12,8°C. Индекс относительной суровости равен —1,03. Для районов Сургута и Абакана соответствующие значения средних месячных температур воздуха составляют —21,4 и 17,2, —20,8 и 19,7°C, а индексов относительной суровости —1,24 и —1,07.

На значительном протяжении южной границы многолетней мерзлоты значения индекса относительной суровости около —1,0 совпадают практически с южной границей зоны частых перелетков (Баранов, 1956). Для более южных территорий значения индекса превышают —1,0. Так, для района Москвы его значения составляют около —0,5, а для района Ростова-на-Дону около —0,3.

Таким образом, используя два показателя — годовую амплитуду воздуха и индекс относительной суровости, можно, по нашему мнению, достаточно уверенно выделять территории с преимущественным развитием многолетней мерзлоты или, наоборот, лишенных ее. Такой подход позволяет при разработке природно-климатического районирования сочетать и провинциальный и зональный аспекты.

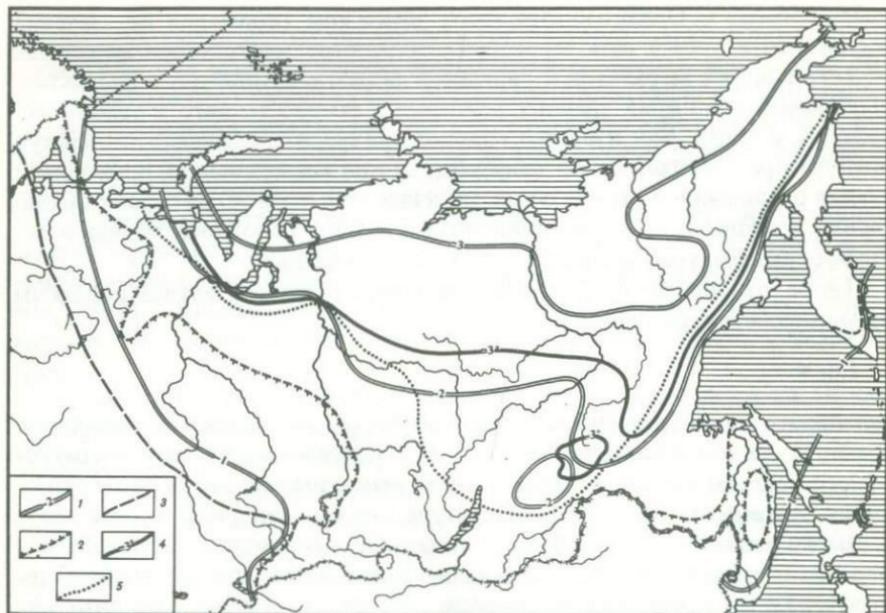


Рис. 1. Картограмма изолиний индекса относительной суровости

1 — изолинии индекса относительной суровости; 2 — южная граница многолетней мерзлоты (Баранов, 1956); 3 — геоизотерма -3° (Баранов, 1956); 4 — южная граница зоны частых перелетков (Баранов, 1956); 5 — южная граница зоны активно растущих эпигенетических полигонально-жильных льдов (Втюрин, 1975)

Принцип зональности хорошо проявляется при сопоставлении значений индекса относительной суровости с расположением геотемпературных зон в пределах территории распространения многолетней мерзлоты. Для территории распространения многолетней мерзлоты в пределах СССР нами была построена карта изолиний индекса относительной суровости (рис. 1). Для этого было выбрано более 300 относительно равномерно расположенных метеостанций, по данным которых снимались показатели средних месячных температур самого холодного и самого теплого месяцев. Сначала изолинии проводились на картах масштаба 1 : 3 000 000, в дальнейшем они сводились на карту масштаба 1 : 20 000 000. После этого карты изолиний индекса относительной суровости сопоставлялись с наиболее полными геокриологическими картами для территории СССР (Баранов, 1956).

В результате проведенных исследований выяснилось, что изолинии значений индекса относительной суровости в целом параллельны границам геотемпературных зон. Было установлено также, что территории со значением индекса относительной суровости от $-1,00$ до $-1,50$ в значительной мере соответствуют мерзлотной зоне с температурой грунта на уровне годовых нулевых колебаний температур от 0 до -1° , со значением индекса от $-1,50$ до $2,00$ — мерзлотной зоне с температурой грунта на этом уровне

от -1 до -3° , и далее на север территории со значением индекса от $-2,00$ до $-2,50$ соответствуют геотемпературной зоне с интервалом температур от -3° до -5° . Территории со значением индекса менее $-2,50$ характеризуются низкотемпературной мерзлотой с температурами грунта ниже -5°C .

Для территории Северной Америки использовалась несколько иная по принципу составления мерзлотная карта (Brown, 1970). Для вычисления значений индекса относительной суровости брались показания только 50 метеостанций. Однако и здесь хорошо выявляется, что южная граница многолетней мерзлоты расположена преимущественно в интервале значений индекса от $-1,00$ до $-1,50$, а если принимать, что зона сплошного распространения мерзлоты характеризуется в основном температурами грунта -3° и ниже, то в целом соотношения между значениями индекса относительной суровости и мерзлотными зонами удовлетворительны и для данного региона.

Необходимо отметить, что приведенные соотношения наиболее достоверны для плакорных условий относительно равнинных территорий. В горных районах такие соотношения между температурными параметрами воздуха и грунта существенно усложняются. Однако и для некоторых равнинных территорий и плоскогорий приведенные соотношения между температурным режимом грунта и индексом относительной суровости значительно нарушаются. Анализ природно-климатических особенностей таких регионов показал, что наиболее существенным фактором, нарушающим такие соотношения, служит повышенная (по сравнению с сопредельными территориями) мощность снежного покрова, как правило превышающая $0,8-1,0$ м. Примером таких территорий, где отмечаются определенные расхождения между степенью суровости климата и мерзлотными условиями под влиянием мощного снежного покрова, могут служить район Приенисейского Севера (район Игарки) или район восточного побережья Гудзонова залива (Константинова, 1961; Brown, 1960).

Учитывая эти замечания, можно полагать, что достаточно четкие соотношения между индексом относительной суровости и мерзлотными характеристиками отражают закономерную связь между увеличением суровости климата и мерзлотным режимом в направлении с юга на север.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Значения индекса относительной суровости в интервале от $-1,00$ до $-2,00$ характерны в целом для территорий с преимущественным распространением островной и прерывистой мерзлоты, с температурами грунта от 0 до -3° . С юга к этой зоне примыкают территории с глубоким зимним промерзанием. Для этих районов существенную роль могут играть локальные процессы деградации и образования многолетней мерзлоты, которые могут быть связаны с относительно небольшими по амплитуде и продолжительности колебаниями климатических условий.

2. Территории со значением индекса относительной суровости менее $-2,00$ характеризуются преимущественным распространением сплошной мерзлоты там, где температура грунта -3 , -5° и ниже. Существенные изменения мерзлотного режима таких территорий могут быть связаны, как правило, только со значительными изменениями климата. Обратимся

к анализу влияния континентальности климата на индекс относительной суровости.

На рис. 1 видно, что на размещение изолиний индекса относительной суровости значительно влияет увеличение континентальности климата от европейского сектора к сибирскому. За границу между этими двумя секторами мы принимаем линию нулевых отклонений температуры воздуха от средней январской температуры по широте (в пределах зоны распространения многолетней мерзлоты). Соответственно годовая амплитуда температуры воздуха вблизи этой границы составляет около 30–35°. Тогда для европейского сектора годовые амплитуды будут изменяться от 15–20 до 30–35°, а для сибирского — от 30–35 до 55–60°.

В каждом секторе можно также выделить зоны, в пределах которых значение индекса относительной суровости составляет от –1,00 до –2,00 и ниже –2,00. Тогда в соответствии с анализируемыми климатическими параметрами — годовой амплитудой температуры воздуха и отношением между температурами самого холодного и самого теплого месяцев — можно выделить четыре мерзлотно-климатические провинции: I — Аркто-Европейскую, II — Субаркто-Европейскую, III — Сибирскую, IV — Северо-Сибирскую (табл.).

Средняя месячная температура воздуха самого теплого и самого холодного месяцев у южных границ мерзлотно-климатических провинций

Провинция	Температура воздуха, °С	
	теплый месяц	холодный месяц
Аркто-Европейская	5–12	(–10) – (–24)
Субаркто-Европейская	8–17	(–8) – (–17)
Сибирская	17–20	(–17) – (–20)
Северо-Сибирская	12–16	(–24) – (–32)

Названия провинций достаточно условны и выбраны для того, чтобы отразить как общую суровость климата, так и степень его континентальности. Следует также указать на схематичность приведенной классификации. Однако, используя ее, можно сопоставлять мерзлотный режим территории (и наиболее характерные для них криогенные процессы и явления) и такой важный климатический параметр, как годовая амплитуда температуры воздуха и средние месячные температуры самого холодного и самого теплого месяцев. Как известно, именно эти параметры чаще используются при палеогеографических реконструкциях на основе различных методов (палинологического, палеофаунистического). Следовательно, данные этих методов позволяют составить предварительное суждение о древней многолетней мерзлоте или об ее отсутствии.

Применение индекса относительной суровости для реконструкции мерзлотных условий прошлых эпох, например для перигляциальных районов, возможно при двух допущениях: 1) если годовой ход средних месяч-

ных температур также представлял собой синусоиду; 2) если температура самого холодного месяца была ниже 0° , а самого теплого — выше 0° .

Нет оснований считать эти допущения нереальными. Правомерность их может основываться, в частности, на представлениях И.П. Герасимова (1961) о природе сибирского полюса холода как о возможном аналоге условий позднеледниковья. Следовательно, некоторые соотношения между мерзлотными и климатическими условиями, присущие, например, Северной Сибири, могли быть сходными и в некоторых перигляциальных районах в прошлые холодные эпохи плейстоцена.

Значительный интерес представляет анализ значений индекса относительной суровости в пределах области развития современных активно растущих полигонально-жильных льдов. Во-первых, это определяется тем обстоятельством, что механизм образования и пространственное распространение полигонально-жильных льдов изучаются подробнее по сравнению с некоторыми другими мерзлотными феноменами и, во-вторых, ископаемые следы их широко распространены на территориях древних перигляциальных зон, в частности в лёссовых районах и служат наиболее достоверным свидетельством существования здесь в прошлом многолетней мерзлоты.

При анализе выяснилось, что вдоль южной (Втюрин, 1975) границы активно растущих эпигенетических полигонально-жильных льдов значения индекса относительной суровости изменяются от $-2,00$ для более океанических провинций (Большеземельская тундра, Чукотский полуостров) до $-1,50$ для континентальных областей (Северное Забайкалье), составляя в среднем $-1,70$.

В результате исследований последних лет выявлено широкое распространение в разрезах юго-западной части Русской равнины (в пределах Вольно-Подольской возвышенности) псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам. Начинаются клиновидные структуры ниже профиля современной почвы и расположены в толще валдайских лёссов (Богущкий и др., 1975). Стратиграфическое положение структур позволяет считать временем их формирования поздний валдай. Вертикальная мощность псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам закономерно убывает в направлении с севера на юг от 5–6 до 2–3 м, диаметр полигональной сетки составляет в среднем около 25 м (рис. 2). Южная граница распространения этих структур проходит по 49° с.ш. и, возможно, несколько южнее.

На основе метода актуализма можно попытаться определить температурные условия данного региона в период формирования полигонально-жильных льдов. Значение средних месячных температур самого теплого месяца для средней полосы Русской равнины для позднего валдая, по определениям различными методами, оценивается в $13-15^{\circ}\text{C}$ (Маркова, 1975; Авенариус и др., 1976). Тогда, используя значение индекса относительной суровости $-1,70$ как наиболее вероятное для южных пределов района формирования полигонально-жильного льда, получаем значение средней месячной температуры самого холодного месяца для той эпохи,

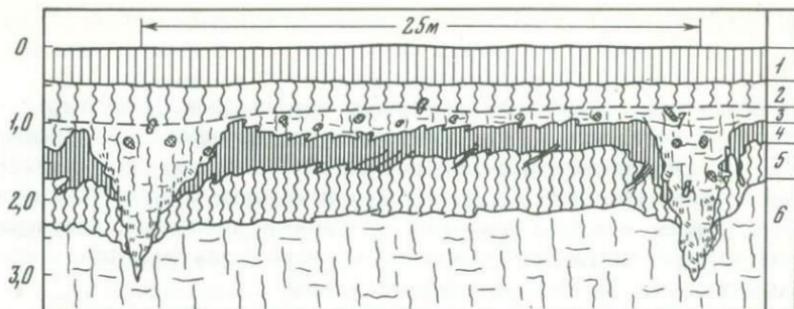


Рис. 2. Клиновидные мерзлотные структуры в карьере у с. Ярмолинцы

1 – гумусовый горизонт современной почвы; 2 – иллювиальный горизонт современной почвы; 3 – палевый лёсс позднелейстоценового возраста; 4 – гумусовый горизонт гороховского ископаемого почвенного комплекса; 5 – иллювиальный горизонт гороховского ископаемого почвенного комплекса; 6 – палево-серые лёссы среднелейстоценового возраста; 7 – кротовины; 8 – оглеение

равное примерно около -25°C , и годовую амплитуду температуры воздуха 40° .

По полученным климатическим параметрам данную часть Волыно-Подольской возвышенности (до 49° с.ш.) в главную фазу валдая можно с определенной долей условности сопоставлять с северными участками выделенной Сибирской мерзлотно-климатической провинции, более конкретно – с Тунгусской провинцией (Фотиев и др., 1974). Здесь отмечаются процессы морозобойного растрескивания пород и формирования полигонально-жильного льда, однако эти процессы не столь активны, как в более северных районах. Вполне вероятно, что рассматриваемый район Волыно-Подольской возвышенности также находился вблизи южных пределов верхнелейстоценовой зоны многолетней мерзлоты или по крайней мере вблизи пределов зоны образования полигонально-жильных льдов. Южнее широтного отрезка долины Днестра, видимо, распространялась зона глубокого сезонного промерзания. Для этой зоны было характерно образование элементарных грунтовых жил, наблюдать которые можно, в частности, в толще валдайских лёссов в ряде разрезов у Тирасполя. Индекс относительной суровости для этих районов, возможно, составлял около $-1,00$, в то время как в современных условиях он равен примерно $-0,20$.

К северу же от $40-50^{\circ}$ с.ш. активно формировались полигонально-жильные льды, что может свидетельствовать о том, что индекс относительной суровости достигал значений $-2,00$; $-2,50$, а температура самого холодного месяца в северном направлении опускалась до -30 ; -35°C и ниже.

Достаточно суровые, хотя, быть может, несколько менее континентальные, условия реконструируются для Западной Европы. На территории Дании, на севере ФРГ отмечено широкое распространение псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам, время формирования которых – поздний вюрм (Svensson, 1976). Для этих же территорий имеются

реконструкции температуры самого теплого месяца во время близкого к максимальной стадии последнего оледенения. Эти температуры близки к 10°C (Hansen, 1965). Широкое почвоплощади распространение клиновидных структур, а также фиксация их в различных по литологии отложениях позволяют предполагать, что здесь существовали достаточно суровые мерзлотные условия, значения индекса относительной суровости могли составлять $-2,00$ и ниже и соответственно температуры самого холодного месяца опускались до -20°C и ниже.

Следует отметить, что данное значение температур самого холодного месяца для перигляциальных районов времени последнего оледенения как Западной, так и Восточной Европы существенно ниже, чем они приведены на основе палеогляциологических реконструкций (Асеев, 1966). Как известно, для перигляциальных районов позднего плейстоцена, особенно на его заключительных этапах, были характерны очень суровые, резко континентальные условия с широким развитием многолетней мерзлоты (Величко, 1969, 1973). Такие представления позволяют существенно расширить сферу применения различных параметров, характерных для современной зоны многолетней мерзлоты, для палеогеографических (в том числе и палеоклиматических) реконструкций. Одной из таких попыток следует рассматривать и данную статью.

ЛИТЕРАТУРА

- Авенариус И.Г., Муратова М.В., Спасская И.И. Палеогеография Северной Евразии в верхнем плейстоцене – голоцене и проблема долгосрочного географического прогноза. – В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Асеев А.А. Опыт реконструкции древних европейских ледниковых щитов. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 6.
- Баранов И.Я. (сост.). Геокриологическая карта СССР. М-Б 1 : 5 000 000. Картпредприятие 4 Геол. упр., 1956.
- Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1967.
- Богуцкий А.Б., Величко А.А., Нечаев В.П. Палеокриогенные процессы на западе Украины в верхнем и среднем плейстоцене. – В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975.
- Величко А.А. Природные этапы плейстоцена северного полушария: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М.: АН СССР, 1969.
- Величко А.А. Основные черты криогенеза равнинных территорий Европы в верхнем плейстоцене. – В кн.: Междунар. конфер. по мерзлотоведению: Доклады и сообщения. Якутск: Якутск. кн. изд-во, 1973, вып. 2.
- Вгюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975.
- Герасимов И.П. Современная природа сибирского полюса холода. – В кн.: XIX Междунар. геогр. конгресс в Стокгольме. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Константинова Г.С. Влияние снежного покрова на динамику сезонно- и многолетне-мерзлых пород. (На примере Игарки). – Труды Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева, 1961, т. 17.
- Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период (Ледниковый период – антропогенный период). Т.3. Материки и океаны. М.: Недра, 1967.
- Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Приднепровья и их значение для палеогеографии и стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1975.
- Москвитин А.И. "Ледяные" клинья – клиновидные трещины и их стратиграфическое значение. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1940, т. 18, вып. 2.

- Попов А.И.* Перигляциальные образования северной Евразии и их генетические типы. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960.
- Попов А.И.* Мерзлотные явления в земной коре: Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1967.
- Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С.* Геокриологические условия Средней Сибири. М.: Наука, 1974.
- Brown R.T.E.* The distribution of permafrost and its relation to air temperature in Canada and the USSR. — *Arctic*. 1960. vol. 13, N 3.
- Brown R.T.E.* Permafrost in Canada. Its influence on Northern development. Toronto, 1970.
- Dylik J.* The glacial complex in the notion of the late Cenozoik cold ages. — *Biul. perygl. LTN*, 1975, N 24.
- Hansen S.* The Quaternary of Denmark. — In: *The Quaternary*. N.Y., 1965, vol. 1.
- Pewe T.L.* Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. — *Biul. perygl. LTN*, 1966, N 15.
- Poser H.* Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmezeit. *Erdkunde*, 1948, Bd. 2, Lief. 1–3.
- Svensson H.* Relict ice-wedge polygons revealed on aerial photographs from Kaltenkirchen. Northern Germany. — Denmark, 1976, vol. 5.
- Washburn A.L.* Peryglacial processes and environments. L., 1973.

УДК 551.893 (4–11)

А.А. ВЕЛИЧКО

К ВОПРОСУ О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ И ПРИНЦИПАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ ГЛАВНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМОВ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Общепризнано, что мощные ледниковые щиты и обширные лёссовые покровы — наиболее яркие и специфические феномены холодных отрезков плейстоценовых ритмов внетропических пространств земного шара. Несомненны крупные успехи, достигнутые в области изучения древних оледенений Европы. Благодаря исследованиям, начатым более века тому назад О. Торелем в северной части Европы, Ж. Агассисом и Ж. Шарпантье в Альпах, П.А. Кропоткиным в Сибири и на северо-востоке, а затем развитым и углубленным усилиями многих специалистов ряда стран, ледниковая гипотеза к настоящему времени превратилась в теорию. Она сильна не только фактами, характеризующими историю оледенений, но и реконструкциями, отражающими сложную динамику развития ледниковых щитов и их влияние на рельеф, климат, окружающую среду в целом.

Немалые успехи достигнуты и в познании закономерностей строения перигляциальной лёссовой области. Однако следует признать, что теория возникновения лёссового феномена в своем развитии отстает от теории оледенения. Главная причина такого отставания заключается в том, что в отличие от оледенений для лёссов нет современной природной аналоговой модели лёссовобразования. Если в развитии ледниковой теории очень большую роль сыграл метод актуализма, то к лёссам этот метод не может быть применен в простой форме, поскольку современные районы первоначального возникновения лёссов пока неизвестны. Вместе с тем факт

отсутствия районов лёссовобразования в чрезвычайно широком диапазоне природных условий, существующих сейчас на Земле, сам по себе уже очень важен, так как он указывает на особое, "необычное" состояние природной среды перигляциальных областей, в которых шло лёссовобразование. Но поскольку теперь можно считать доказанным, по крайней мере для европейских ледниковых покровов, синхронность лёссовобразования и развитие оледенения, то представление о специфичности природной обстановки следует распространять и на условия формирования самих ледниковых щитов.

Рассмотрим на примере Восточно-Европейской равнины некоторые аспекты, касающиеся соотношения процессов в ледниковых перигляциальных областях, а также того вклада, который вносят исследования в лёссовых областях в познание эпох оледенений.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ФЕНОМЕНОВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМОВ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ

Сочетание оледенение — межледниковье составляет главный основной ритм (цикл) природно-климатических изменений плейстоцена. Фактическое изучение числа оледенений и межледниковий, их свойств служит основой теоретических представлений о закономерностях ритмических изменений, с особой силой определяющих развитие природы Земли за последние миллионы лет.

Исследования, проводимые в отделе палеогеографии Института географии АН СССР автором и другими сотрудниками на территории Восточно-Европейской равнины от границ последнего валдайского оледенения и далее на юг, вплоть до приморских районов, позволили проследить связь моренных горизонтов всех основных оледенений с конкретными лёссовыми горизонтами. Эти работы, как и проводимые в других странах исследования (Fink, 1969; Brunnacker, 1975; Sibrava, 1975), показали, что изучение соотношений стратиграфических компонентов лёссовых и ледниковых областей вносит существенные коррективы в периодизацию оледенений (рис. 1).

Так, предметом дискуссии среди исследователей позднеплейстоценовой, валдайской (вюрмской) ледниковой эпохи длительное время является вопрос периодизации событий в ледниковой области. Некоторые исследователи, по крайней мере до недавнего времени, в диапазоне 50—24 тыс. лет назад выделяли межледниковье, называя его средневалдайским (Бреслав и др., 1971), каракуласским (Раукас, Серебрянный, 1972). Однако на основании изучения позднеплейстоценовой лёссово-почвенной серии еще в 1965 г. было высказано мнение, впоследствии подкрепленное более новыми данными (в том числе и серией радиоуглеродных датировок), о том, что лишь в промежутке между 29—24 тыс. лет назад наблюдается некоторое смягчение климата — брянский интервал (ему соответствует брянская ископаемая почва), весьма холодный по своим условиям (Величко, 1965; Величко, Морозова, 1972). Брянский интервал —

единственная в рассматриваемом отрезке времени эпоха смягчения климата. Более ранняя часть этого отрезка, относящаяся к среднему валдаю, тем более никак не может рассматриваться как межледниковье, поскольку ей соответствует валдайский горизонт лёсс I (хотылевский).

Эти выводы были подтверждены данными изучения области последнего оледенения. На основе многолетних исследований Н.С. Чеботарева и Н.А. Данилова-Макарычева (1975) также пришли к выводу о том, что единственной достаточно выраженной эпохой смягчения климата в середине валдая был дунаевский интерстадиал 28—24 тыс. лет назад, т.е. аналог брянского интервала. Средний валдай и этими авторами рассматривается как холодный (безледный) с незначительными колебаниями климата.

Лишь в раннем валдае при изучении перигляциальных, лёссовых областей выявляется отчетливо выраженный, теплый крутицкий интервал (крутицкая фаза мезинского почвенного комплекса), который, возможно, соответствует интерстадиалу брёруп западноевропейских схем.

По результатам изучения лёссов и ископаемых почв выявилась необходимость пересмотра некоторых разделов схем периодизации средне- и раннеплейстоценовых оледенений.

Одним из дискуссионных продолжает оставаться вопрос об истории среднеплейстоценовых оледенений. Согласно схеме И.П. Герасимова и К.К. Маркова (1939) в этом интервале выделяется максимальное — днепровское оледенение с московской стадией (их аналоги в средней Европе, вероятно всего оледенения заале и дренте). Однако позже А.И. Москвитиным (1946), а затем С.М. Шиком (1957) было выдвинуто положение о существовании единцовских межледниковых отложений между днепровской и московской моренами и, следовательно, о самостоятельности московского ледника.

Стратиграфические и палеогеографические исследования, проводившиеся в области распространения днепровского и московского ледников, позволили на ряде разрезов проанализировать положение днепровского и московского моренных горизонтов по отношению к разновозрастным горизонтам лёссов и ископаемых почв и проследить фациальные связи между ними. Уже в начале 60-х годов было доказано, что толща, заключенная между почвой микулинского (эмского, рисс-вюрмского) межледниковья и горизонтом днепровской морены, представлена лёссовыми отложениями. Каких-либо признаков существования почвы межледникового типа между горизонтами московской и днепровской морен нет. Все это дало новое обоснование схеме, согласно которой днепровский и московский ледники не были самостоятельными и не разделялись межледниковой эпохой (Величко, 1973, 1975). По-видимому, межледниковые слои, обнаруженные буровыми скважинами между моренными отложениями и отнесенные к так называемому единцовскому межледниковью, имеют более древний доднепровский возраст. Этой точки зрения придерживаются также Л.Н. Вознячук (1969) и И.Н. Салов (1971).

Результаты изучения доднепровской толщи показывают, что такая точка зрения не лишена основания. Исследование горизонтов, относя-

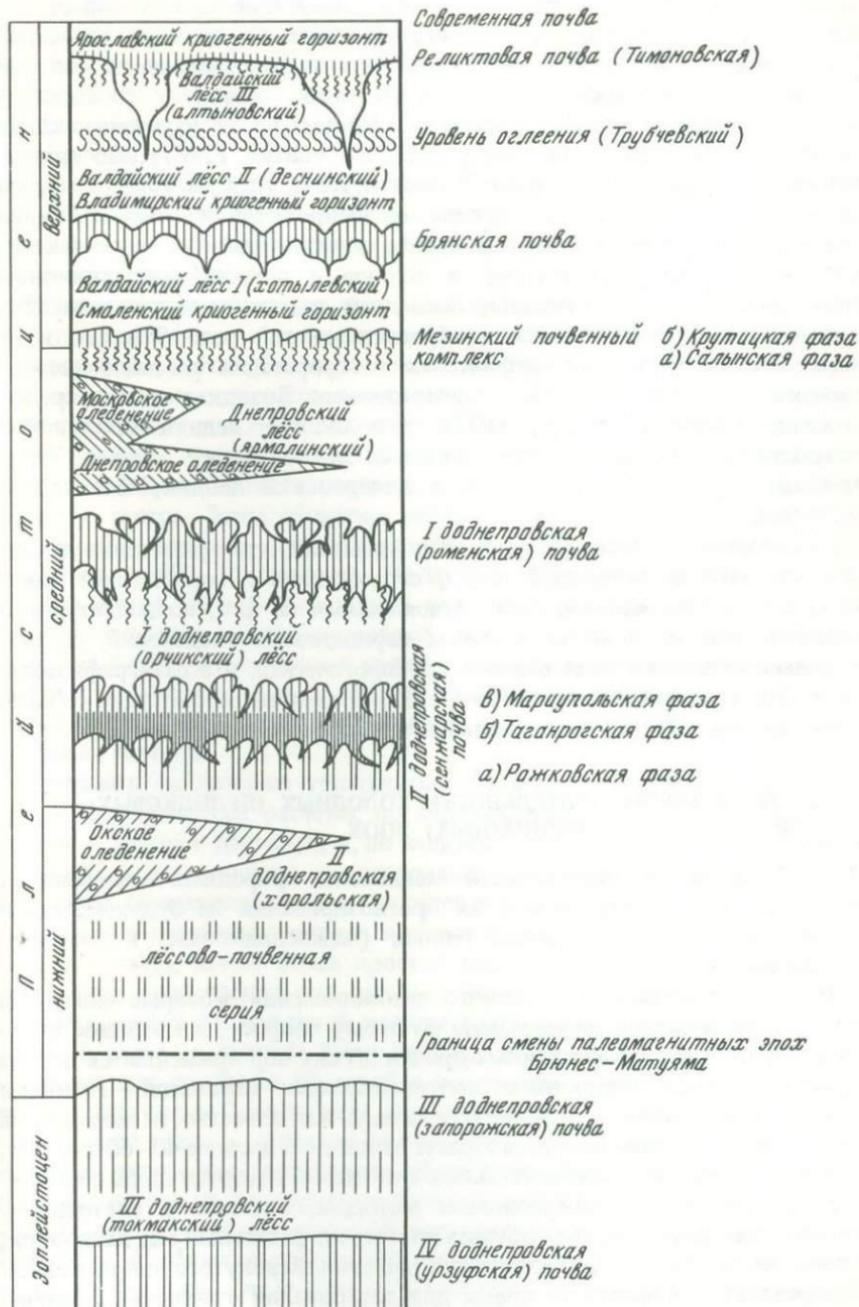


Рис. 1. Схема соотношения стратиграфических компонентов ледниковых и лёссово-перигляциальных областей Восточно-Европейской равнины

щихся к раннему и частично среднему плейстоцену, показывает, что взгляд, согласно которому наиболее отчетливо выраженное раннеплейстоценовое окское оледенение отделяется от максимального (по принятым представлениям) днепровского лишь одним — лихвинским межледниковьем, требует пересмотра. На это после изучения лихвинского разреза обратил внимание А.И. Москвитин (1967). По данным изучения разрезов в бассейнах Днепра и Дона удалось установить, что окская ледниковая эпоха отделена от днепровской не только лихвинским межледниковьем, но еще одним полным циклом, включающим холодную эпоху (орчикскую) и теплую с почвой межледникового типа (роменскую). Возможно, последней и соответствуют межледниковые отложения одинцовского (рославльского) типа. Так или иначе периодизация и палеогеографическая интерпретация рассматриваемого отрезка времени значительно усложняются. Возникает также предположение (Величко и др., 1977), что окский ледник продвигался значительно южнее, чем это считается в настоящее время, более чем на 500 км, и именно он, а днепровский ледник, был максимальным.

В целом полученные результаты показывают, что применение данных изучения лёссово-почвенной серии, сопряженной с горизонтами морен на севере и лиманно-морскими отложениями на юге, позволяет внести существенные дополнения в схемы периодизации оледенений, подойти к новым решениям ряда важных хронологических и стратиграфических вопросов и в конечном счете дать единую картину корреляции событий в ледниковой, лёссово-перигляциальных и приморских областях.

СООТНОШЕНИЕ ДЛИТЕЛЬНОСТИ ХОЛОДНЫХ (ЛЕДНИКОВЫХ) И ТЕПЛЫХ (МЕЖЛЕДНИКОВЫХ) ЭПОХ

Для познания закономерностей механизма природных изменений в прошлом, так же как и для их прогнозирования на будущее, важно иметь данные о соотношении теплых (межледниковых) и холодных (ледниковых) эпох.

Изотопные методы абсолютного летоисчисления, которые могли бы дать исчерпывающую информацию по этому вопросу, в масштабе всего плейстоцена в силу объективных причин до сих пор применяются весьма ограниченно для датирования континентальных отложений. Наиболее точный из этих методов — радиоуглеродный, как известно, не может быть использован для определения возраста отложений древнее 40–60 тыс. лет. Для более древних континентальных отложений имеются лишь отрывочные определения калий-аргоновым методом, которые к настоящему времени еще не позволяют получить достаточно детальный ряд датировок, к тому же точность этого метода для решения затронутого вопроса слишком невелика. В последнее время для датирования отложений применяется термолюминесцентный метод. Однако интерпретация цифровых значений как абсолютных дат, получаемых этим методом, нуждается в дальнейшем обосновании.

В связи со сказанным представляется, что еще рано забывать о методах оценки возраста на основании расчетов скоростей аккумуляции отложений. Вспомним, какие важные результаты для динамики оледенения дает варваметрический метод. Широко применяются данные о скорости аккумуляции для расчетов возраста морских осадков. Подобный метод применяется и для оценки возраста толщ льда современных ледяных покровов Гренландии и Антарктиды (Dansgaard a.al., 1969; Epstein et al., 1970). Не меньше основания имеются и к тому, чтобы привлечь эти методы для расчета длительности холодных эпох и скорости седиментации лёссовых отложений.

Использование лёссовых толщ для хронологических расчетов имеет свои положительные стороны по сравнению с расчетами по толщам льда в ледниковых щитах. Схема седиментационных процессов не так сложна для лёссов, как для ледниковых толщ. Как известно, в ледниковых щитах Антарктиды и Гренландии хронологические материалы для позднего плейстоцена — начала голоцена получают по толщам, которые изначально должны были накапливаться за счет снега в средних и центральных областях щитов. Этим областям свойственны нестабильные количества выпадающих осадков (снега) при общей небольшой величине — менее 100 мм/год (70—30 мм/год). Из-за господствующих сильных ветров (10—20 м/сек) здесь большую роль играет как бы горизонтальная составляющая седиментационного процесса, т.е. метелевый перенос. Наконец, дело еще более усложняется в связи с динамическими процессами в теле ледника, в ходе которых годичный слой перемещается в толще льда по вертикали на несколько сотен метров, а по горизонтали на несколько сотен километров.

Поправки на влияние упомянутых факторов, конечно, учитываются при хронологических расчетах по ледниковым толщам. Их результаты сходны с другими данными, и, по нашему мнению, они служат примером большой эффективности использования для хронологических целей некоторых генетических типов континентальных осадков.

Динамика седиментационных процессов, управляющих аккумуляцией лёссовых толщ, имеет более простой вид. Поскольку периодам лёссо-накопления свойственно относительно спокойное состояние атмосферы с преобладанием безветренной погоды (согласно Б.А. Федоровичу, 1960, скорости ветра не должны были превышать 2,5 м/сек), можно говорить о том, что для процессов лёссовой седиментации главной была вертикальная составляющая. Происходило как бы суспензионное осаждение частиц в воздушной среде в основном без последующего активного перевевания лёссовых частиц по поверхности. Действительно, в пределах массивов типичных лёссов на плакорах практически не наблюдаются признаки перевевания или дюнообразования. Можно, следовательно, сравнить процесс осаждения лёссовых частиц с работой песочных часов. Естественно, что такой процесс мог проходить без активных деформирующих влияний в областях накопления типичных лёссов, на открытых плакорных пространствах, вдали от склонов, т.е. там, где влияние денудационных процессов сводилось к минимуму.

Следует также обратить внимание на возможность изменения объемов лёссовых толщ за счет диагенетических процессов. Сюда прежде всего относится формирование пористости, которая нередко достигает 30–50%. Главные типы макропор (сквозные и кавернозные), т.е. образующиеся соответственно за счет корневых систем травянистой растительности и конжеляционных процессов (Величко, Маркова, 1971), в приповерхностном слое выступают как составляющие условий седиментации, и потому они как бы входят в объем формирующегося годового слоя. Лишь подповерхностные слои, куда проникают корневые системы, могут изменять свой первоначальный объем. Однако микроморфологические наблюдения указывают на то, что образование пор приводит в основном к уплотнению упаковки частиц в прилегающих к порам участках породы и не дает эффекта общего увеличения объема толщи.

Наконец, возможно изменение объема толщи за счет крупных мерзлотных образований (типа систем морозобойных трещин) в зоне их распространения. При формировании ледяных и льдо-грунтовых жил наряду с уплотнением частиц вмещающей породы в приконтактной зоне происходит отжатие и выпирание породы вблизи бортов. Однако при деградации наблюдается обратный процесс — заполнение породой полостей, образующихся после вытаивания льда. Таким образом, здесь скорее всего можно говорить о перераспределении массы в толще породы, чем о суммарном изменении ее объема.

В целом же упомянутые факторы, которые могут влиять на состояние объема лёссовых толщ, имеют однонаправленную тенденцию: если и допускать их влияние, то в сторону увеличения объема толщ. Мы специально обращаем на это внимание, так как указанные изменения при расчетах длительности холодных эпох лёссонакопления могут дать эффект лишь преувеличения их длительности и будут влиять не в пользу уже высказывавшегося нами взгляда о том, что холодные эпохи были значительно короче чередующихся с ними теплых, межледниковых эпох.

Первые попытки расчетов такого рода были предприняты нами ранее (Величко, 1965, 1973). Использовались данные по лёссам обширных плоских водораздельных и древнетеррасовых поверхностей Восточно-Европейской равнины, где лёссовый алеврит накапливался достаточно равномерно. Об этом свидетельствует выдержанность разновозрастных горизонтов лёссов, за исключением самых молодых послебрянских лёссов, которые в центральных частях равнины имеют избыточную мощность по сравнению с другими зонами меридионального лёссового профиля.

Для получения величин скорости лёссонакопления привлекаются данные абсолютной хронологии по радиоуглеродному методу, полученные для нескольких уровней позднплейстоценовой лёссовой толщи. В этом отношении исходные цифры скоростей аккумуляции лёссов получают дополнительную надежность и контроль по сравнению с исходными данными скорости аккумуляции снега для ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды. К тому же для лёссов удастся получить не одну усредненную цифру для всего позднего плейстоцена, а как бы набор таких цифр

Таблица 1

Скорости накопления валдайских лёссов (по данным абсолютной хронологии)

Горизонт	Мощность, м	Хронологический интервал, лет назад	Длительность, лет	Скорость аккумуляции, мм/год
Верхняя часть горизонта лёсс III	1	10 000–15 000	5 000	0,20
Лёсс II и нижняя часть горизонта лёсс III	6	25 (23) 000–15 000	1 000	0,51
Лёсс I	2	55 (53) 000–30 (29) 000	25 000	0,08
Внутримезинский лёсс	0,5	70 000–65 (64) 000	5 000	0,1

для отдельных отрезков времени позднего плейстоцена, что позволяет провести расчет по нескольким вариантам.

Естественно, возрастные оценки первой половины позднего плейстоцена не имеют большой точности. В основании валдайской лёссовой серии залегает мезинский почвенный комплекс (аналог комплекса штильфрид А). Его первая лесная, салынская почвенная фаза относится к микулинскому межледниковью, конец которого оценивается, согласно данным Загвина (Zagwijn, 1963), в 70 тыс. лет назад. Вторая степная, крутицкая фаза этого комплекса, как и в других районах Европы (Fink, 1969), сопоставляется с ранневалдайскими теплыми интервалами амерсфорт и брёруп, датируемыми в интервале 64–55 тыс. лет назад. Внутримезинские лёссовые отложения мощностью около 0,5 м (они оказались полностью захваченными процессами почвообразования) накапливались в таком случае около 5 тыс. лет. Лежащий выше валдайский горизонт лёсс I (хотылевский) мощностью около 2 м подстилается мезинским почвенным комплексом и перекрывается почвой брянского интервала, начало которого относится к 29–30 тыс. лет назад (Величко, Морозова, 1972; Чичагова, 1972). Толща послебрянских лёссов (горизонты лёсс II – деснинский и лёсс III – алтыновский) в зоне максимального накопления имеет мощность до 7–8 м. Время ее накопления находится в интервале от 25–23 тыс. лет назад (конец брянского интервала) приблизительно до 10–9 тыс. лет назад (начало голоцена).

Однако для верхней части этой толщи имеется еще один возрастной репер в виде радиоуглеродной даты. Эта дата получена по костному углю из культурного слоя позднелепестчатой стоянки Тимоновка II под Брянском (Величко и др., 1976). Стоянка залегает в четких стратиграфических условиях – в верхней части валдайского горизонта лёсс III (алтыновского), на глубине около 1–0,8 м от поверхности, абсолютный возраст культурного слоя стоянки 15 тыс. ± 200 лет назад. Следовательно,

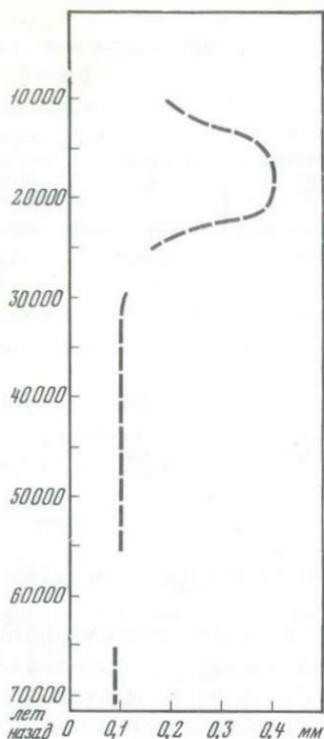


Рис. 2. Скорости накопления позднеплейстоценовых лёссов в зоне их максимальной аккумуляции на Восточно-Европейской равнине

Рис. 3. Примерное соотношение длительности теплых и холодных эпох в плейстоцене

скорости накопления послебрянской лёссовой толщи можно рассчитать раздельно: в интервале 25–15 тыс. лет назад и 15–10 тыс. лет назад. Из соотношения мощностей и возрастных интервалов получаем данные о скоростях лёссонакопления в отдельные отрезки времени валдайской эпохи (табл. 1).

Как можно видеть, скорости лёссонакопления в валдайскую эпоху были неодинаковы (рис. 2). Особенно выделяется в этом отношении послебрянское время. Однако мы уже обращали внимание на то, что условия этого времени сильно отличались от более ранних холодных эпох в сторону резкой континентальности. Не будем привлекать для расчета "рекордную" величину накопления в 0,5 мм/год, тем более что нас интересует максимально возможная продолжительность холодных эпох. Остальные три значения скорости довольно близки между собой: 0,2–0,1–0,08 мм/год. Примем за основную расчетную величину скорость в 0,1 мм/год, а для контроля просчитаем также длительность по условной скорости, принятой за 0,05 мм/год, т.е. уменьшенной вдвое по отношению к расчетной. Исходя из соотношения средних максимальных значений

Таблица 2

Продолжительность холодных ледниковых эпох плейстоцена (по данным скоростей накопления горизонтов лёсса)

Эпоха	Горизонт	Средняя максимальная мощность, м	Примерная продолжительность при скоростях, мм/год	
			0,1	0,05
Днепровская и московская	Днепровский (яромленский) и московский	4	40 000	80 000
Орчикская	I доднепровский (орчикский)	3	30 000	60 000
Окская	II доднепровская (хорольская) лёссовая толща	5*	50 000	100 000

* Принята избыточная мощность, так как, по новым данным, окскому оледенению соответствует лишь верхняя часть толщи.

мощностей разновозрастных лёссов и скоростей накопления получим длительность холодных эпох, в течение которых накапливался лёсс (табл. 2).

Результаты расчетов довольно красноречивы. Длительность отдельных эпох лёссонакопления даже при принятой расчетной скорости аккумуляции в 0,1 мм/год и согласованных с данными абсолютной хронологии оказывается не превышает 50 тыс. лет. Суммарная длительность холодных эпох лёссонакопления — начиная с окского времени и включая валдайское, можно оценить приблизительно в 500 тыс. лет (рис. 3).

Плейстоцен, характернейшей чертой которого считаются эпохи оледенений, на самом деле оказывается преимущественно теплым "межледниковым". На межледниковые условия приходится более 2/3 всего времени. Холодные эпохи представляются в виде относительно коротких импульсов на фоне общих теплых условий, господствовавших в течение плейстоцена: Даже если уменьшить вдвое расчетную скорость лёссонакопления, т.е. принять ее равной 0,05 мм/год, то и при этих вдвое "растянутых" холодных эпохах они суммарно все равно оказываются короче (0,3 млн. лет), теплые эпохи длительнее (0,4 млн. лет).

Но насколько полностью эпохи лёссонакопления синхронны ледниковым эпохам? Для того чтобы пришел в действие механизм лёссонакопления, необходимо, чтобы уже существовали резко континентальные гиперзональные условия. Очевидно, инициальный этап оледенения мог происходить еще до наступления таких условий. Однако расчеты длительности формирования палеокриогенных трещинных структур в основании лёссовых горизонтов, основанные на подсчете возможного количества годовых

жилок льда, показывают, что такой "долёссовый" этап ледниковой эпохи мог быть весьма коротким (не более 1 тыс. лет). Несколько бóльшую, но также незначительную длительность такого этапа можно получить на основе палеогляциологических расчетов по фазам развития ледника (Ходаков, 1973). "Долёссовая" фаза скорее всего не превышала, и по этим данным, 2,0–2,5 тыс. лет. Расчеты скоростей формирования криогенных структур конца ледниковой эпохи, так же как палеогляциологические расчеты для конечных фаз оледенения, свидетельствуют о том, что "постлёссовый" этап ледниковой эпохи не превышал 3–5 тыс. лет. Указанные величины, естественно, не могут значительно повлиять на приведенные данные о длительности холодных ледниковых эпох.

Характерно, что и на кривой климатических изменений плейстоцена, построенной голландскими исследователями (Hammen et al., 1971), основная часть времени также отводится на теплые этапы.

Однако мы стремились показать, что длительность теплых эпох в плейстоцене не была одинакова и что она направленно сокращалась от начала плейстоцена к концу параллельно с тем, что сами эпохи становились прохладнее. Возможно, этот процесс не прекратился, и, по-видимому, современная межледниковая эпоха (голоцен) должна быть менее продолжительной, чем микулинская.

О НЕКОТОРЫХ СВОЙСТВАХ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ РИТМОВ

Формирование лёссов нередко связывается с развитием покровного оледенения. В отечественной литературе, например, долгое время одной из господствующих гипотез происхождения лёссов была водно-ледниковая, непосредственно связывавшая накопление восточноевропейских лёссов с деятельностью вод, поступающих с ледника. Лишь к началу 60-х годов на основании комплекса фактов удалось изменить представление о такой непосредственной зависимости лёссов от ледника.

Было установлено, что между границами распространения разновозрастных оледенений и соответствующих им лёссов однозначной зависимости нет. Фактические исследования показывают, что наиболее крупные ледниковые покровы, такие, как днепровский и окский, заходили далеко на юг на 200–400 км в область формирования лёссов того времени (рис. 4). Ледники меньшего размера, такие, как московский и валдайский, в эпоху максимального распространения лишь соприкасались своим краем (и то не всюду) с северной границей области лёссонакопления того времени.

Имеющиеся картографические данные о распространении лёссов в Европе в эпоху последнего валдайского оледенения также свидетельствуют об отсутствии прямых связей между границей распространения североευропейского ледника и северной и южной границами европейской лёссовой области того времени. Все это соответствует точке зрения, высказанной, в частности, Бюделем (1955), о том, что в распространении лёсса не обнаруживается прямой зависимости от климатического воздействия ледника. Оба феномена — это продукт глобальных изменений, обусловливавших холодные эпохи.

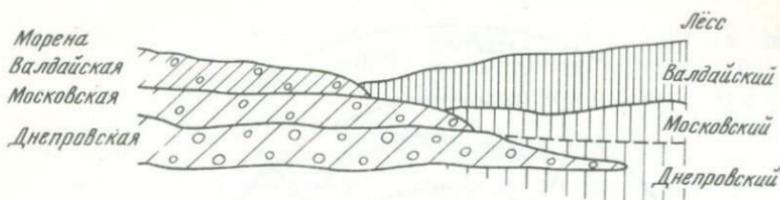
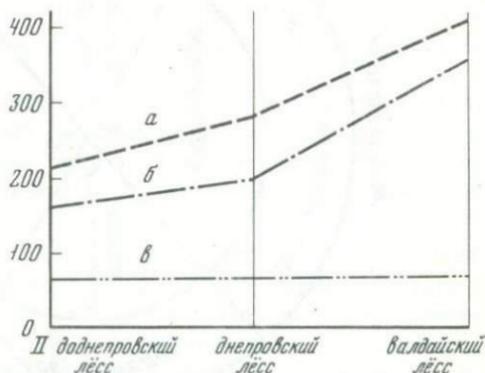


Рис. 4. Различия в фациальных связях горизонтов морен и соответствующих им по возрасту горизонтов лёссов

Рис. 5. Соотношение различных типов макропор в разновозрастных горизонтах лёссов (Величко, Маркова, 1971)

а — сумма макропор; *б* — поры замкнутые; *в* — то же, сквозные



При этом, если граница ледника определялась не только климатом, но и гляциодинамическими процессами и геоморфологическими условиями, то северные пределы распространения лёссовой области определялись прежде всего зонально-климатическими факторами, не исключая, конечно, и влияния самого ледника.

Изучение пригляциальных лёссовых толщ может внести значительный вклад в познание особенностей тех природных условий, в которых развивалось оледенение.

Даже самый общий анализ разновозрастных лёссовых горизонтов говорит о том, что различные эпохи оледенений по условиям не были сходными. Об этом, в частности, свидетельствуют данные вещественного состава разновозрастных лёссовых горизонтов, полученные при исследовании меридионального лёссового профиля. Например, анализ минеральной массы лёссов позволил обнаружить существенные различия в степени выветрелости горизонтов лёссов, относящихся к различным ледниковым эпохам (Халчева, 1972). Это видно, в частности, по коэффициенту выветрелости $K-1$ (отношение циркона и турмалина к роговой обманке). Так, коэффициент выветрелости минеральной массы деснинского горизонта лёсса (валдайская эпоха) составляет 0,32, ярмоленского горизонта (днепровская эпоха) — 0,70, хорольского яруса (окская эпоха) — 1,28.

Таким образом, степень выветрелости направленно сокращается от более древней ледниковой эпохи к более молодой, что находится, если не в обратной пропорциональной зависимости, то во всяком случае в несоответствии с размерами ледниковых покровов.

Такое же несоответствие проявляется и при анализе другого важного признака вещественного состава лёссов — его пористости (рис. 5). Микро-

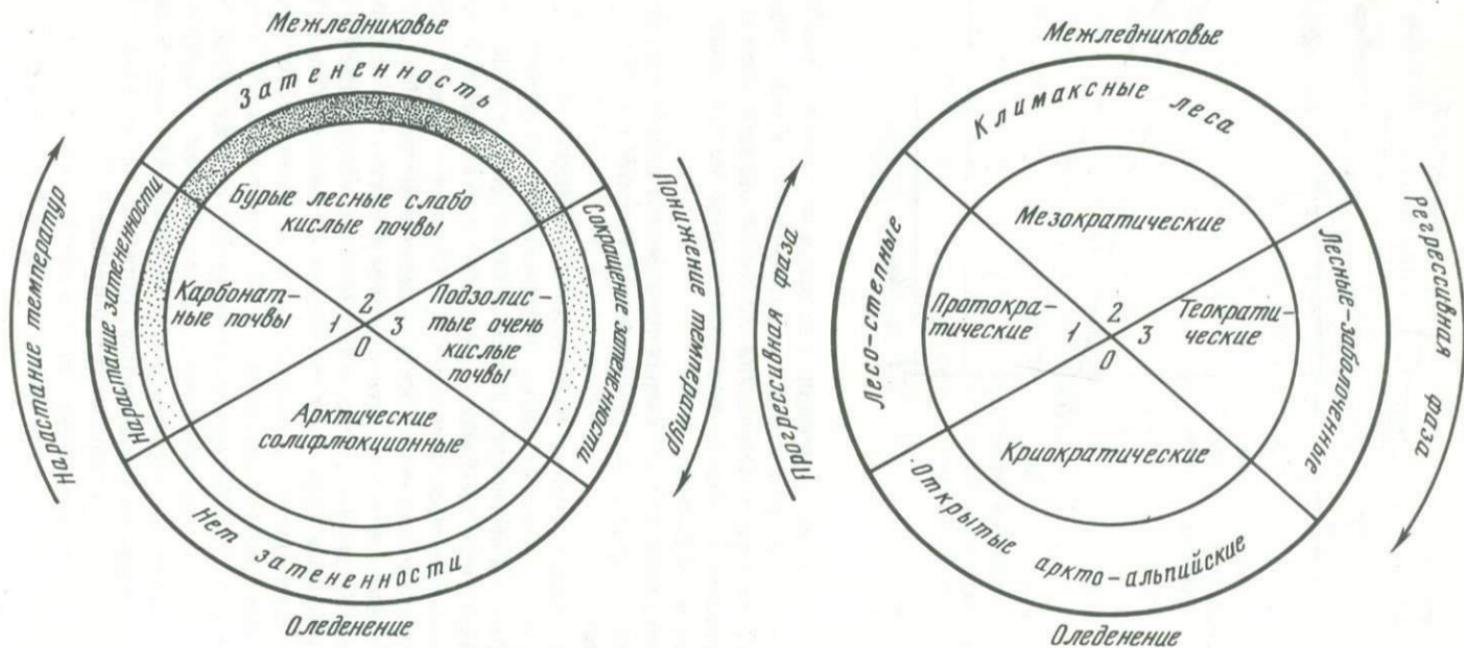


Рис. 6. Схема фаз климатического ритма плейстоцена [Iversen, 1958]

морфологические исследования пористости разновозрастных лёссов позволили выделить два типа пор, различные по генезису (Величко, Маркова, 1971; Маркова, 1972). Это сквозные поры, связанные с корнеходами растений, и кавернозные замкнутые поры, возникновение которых связывается с выделением сегрегационного льда, т.е. возрастанием суровости климата. Соотношение указанных пор следующее. В деснинском горизонте лёсса (валдайская эпоха) сквозные поры составляют 19,8%, кавернозные — 80,2; в ярмоленском горизонте (днепровская эпоха) соответственно — 21,5 и 78,5, в хорольском горизонте (окская эпоха) — 26,9 и 73,1%.

Следовательно, изучение пористости показало, что количество сквозных пор, связанных с корнеходами растений, несколько сокращается от лёссов более древних ледниковых эпох к более молодым, тогда как количество замкнутых пор, возникающих за счет интенсивности мерзлотных процессов, возрастает.

Таким образом, наблюдается соответствие степени выветрелости разновозрастных лёссов и их пористости. Эти данные свидетельствуют о направленном увеличении степени холода и континентальности климата от более древних ледниковых эпох к более молодым. На протяжении плейстоцена наблюдалось, следовательно, не только направленное охлаждение каждой последующей межледниковой эпохи, но и охлаждение каждой ледниковой эпохи. Это явление пока наиболее отчетливо удастся установить именно при изучении перигляциальных лёссовых областей. Очевидно, прямой зависимости размеров ледника от степени суровости данной ледниковой эпохи нет, скорее наоборот: степень суровости климата со временем возрастает, тогда как размеры ледников сокращаются. Попытка дать теоретическое объяснение этому явлению была сделана нами ранее (Величко, 1973).

Для познания сущности и причин природно-климатических изменений в плейстоцене особенно важна расшифровка характера климатических колебаний внутри отдельного ритма, включающего одно межледниковье и одно оледенение, поскольку именно этот ритм представляет собой как бы главную структурную единицу природного процесса в плейстоцене. Этот вопрос уже рассматривался как в отечественной, так и в зарубежной литературе.

Существуют две принципиальные схемы колебаний климата для ритма межледниковье — оледенение. Первая схема была опубликована Иверсеном в 1958 г. (Iversen, 1958). Согласно его схеме рассматриваемый ритм подразделяется на четыре фазы (рис. 6). Две из них, отвечающие собственно оледенению и собственно межледниковью, — главные. Собственно оледенению соответствует криократическая фаза, которой свойственны открытые пространства, широкое развитие криогенных процессов (солифлюкция), растительность, представленная прежде всего арктическими и альпийскими видами. Фаза переходная от ледниковой к межледниковой — протократическая. В эту фазу повышается температура, начинают формироваться почвы (карбонатные, невыщелоченные), наряду с травянистой появляется тенелюбивая лесная растительность. Собственно межледни-

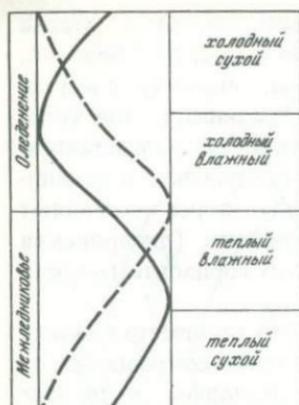


Рис. 7. Схема климатического ритма плейстоцена (по М.П. Гричук и В.П. Гричук, 1960)

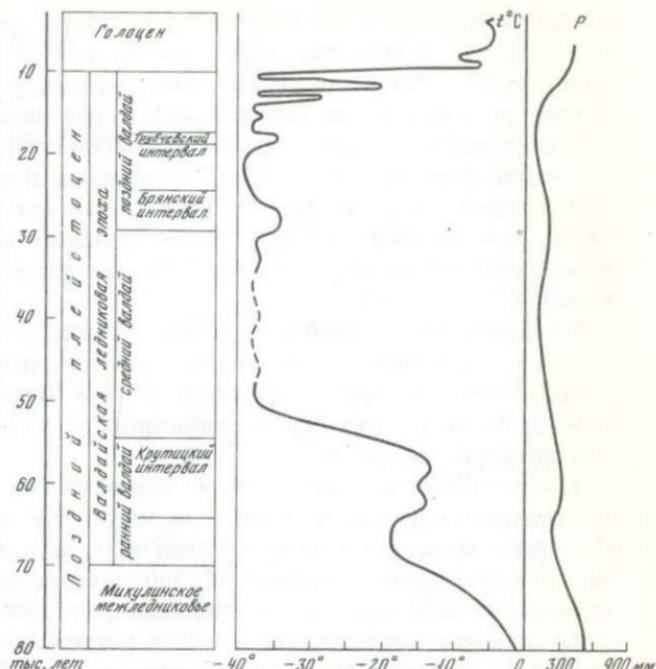


Рис. 8. Схема изменения температуры (для холодного времени года) и годовых осадков в позднем плейстоцене и голоцене в центральной части Восточно-Европейской равнины

ковью отвечает мезократическая фаза, характеризующаяся формированием слабокислых бурых лесных почв, господством тенелюбивой, т.е. лесной, растительности. Наконец, четвертая, телократическая — переходная фаза от межледниковой к ледниковой. В это время снижается температура, формируются очень кислые подзолы, лесные сообщества деградируют, заметное место занимают участки с вересковыми сообществами. Следует, конечно, иметь в виду, что конкретные природные характеристики, приведенные Иверсеном для отдельных фаз, относятся только к северо-западной Европе.

В работе, посвященной анализу приледниковой растительности на территории СССР, В.П. Гричук и М.П. Гричук (1960) предлагают несколько иную схему изменения температуры и влажности внутри ритма межледниковье — оледенение (рис. 7).

В отношении климата ледниковой эпохи авторы на основании многочисленных палинологических данных приходят к выводу о справедливости представлений В.В. Ревердатто (1940) о том, что эта эпоха по условиям разделяется на первую — холодную и влажную (криогигротическую) фазу и вторую — холодную и сухую (криоксеротическую) фазу. На северо-западе Восточно-Европейской равнины в первую, криогигротическую фазу, согласно данным В.П. Гричука и М.П. Гричук (1960), по мере похолодания из лесов последовательно вытеснялись породы,

деградировала темнохвойная, а затем светлохвойная тайга, которая замещалась березово-сосновым редколесьем, а затем формациями кустарниковых берез. Высокое содержание сфагновых мхов *Selaginella selaginoides* (L.) Link свидетельствует о влажности. Во вторую, криоксеротическую фазу полностью преобладают травянистые (тундро-степные) группировки, в которых были широко представлены ксерофиты — полыни, эфедра и др. Наступающее вслед за оледенением межледниковье характеризуется широким распространением лесной растительности и также разделяется на две фазы. Первая, более ранняя фаза рассматривается как теплая и преимущественно сухая (термоксеротическая) с господством дуба и липы, вторая — теплая и влажная (термогигротическая), для которой характерны такие породы, как граб и ель.

Обе схемы, несмотря на имеющиеся между ними расхождения, в самых главных чертах более или менее однозначно отражают общий ход природных изменений внутри ритма. В обеих схемах наиболее низкие температуры приходится на максимум оледенения, а наиболее высокие — на оптимум межледниковья, древесная растительность в целом деградирует в ледниковую эпоху и широко распространяется в межледниковую. В то же время В.П. Гричук и М.П. Гричук более отчетливо и дифференцированно рассматривают ход изменений теплообеспеченности и увлажненности, обращая внимание на то, что Иверсен не использует в должной мере данные об изменении влажности климата. Правда, следует все же заметить, что в схеме Иверсена характер увлажненности передается через затененность поверхности, ее "тенистость" (shade), зависящую от степени развития древесной растительности.

Обе схемы имеют различное хронологическое деление. Если В.П. Гричук и М.П. Гричук резко отграничивают оледенение от межледниковья, а затем внутри каждой из этих эпох проводят дополнительное деление, то Иверсен между основными фазами — собственно ледниковой и собственно межледниковой — выделяет промежуточные фазы. При этом следует обратить внимание на то, что Иверсен включает в эти промежуточные фазы конец предшествующего и начало последующего основных этапов. В частности, он пишет, что протократическая фаза (стадия) охватывает позднеледниковье (т.е. конец оледенения) и пребореал (т.е. начало голоцена). Можно полагать, что и телократическая фаза, занимающая диаметрально противоположное положение от отношению к протократической, также распространяется частично на конец межледниковья, а частично на начало оледенения. Если принять во внимание подразумеваемое Иверсеном дополнительное деление промежуточных фаз, то можно видеть, что и его схема уже фиксирует отсутствие симметрии в характере увлажненности начала и конца оледенения.

Основываясь на степени "тенистости" в том виде, как она показана для разных фаз Иверсеном, мы отмечаем, что начало ледниковой эпохи, отразившееся во второй части телократической фазы, еще увлажненное. Здесь она постепенно убывает по сравнению с мезократической фазой (собственно межледниковье). В криократическую (собственно ледниковую) фазу увлажненность минимальная ("по shade"). Примечательно,

что и в основную часть позднеледникового, т.е. первую половину протократической фазы, продолжают преобладать открытые пространства, сухость климата сохраняется. Лишь в середине этой фазы, в самом конце позднеледникового, при переходе к послеледниковью, начинает проявляться "тенистость", которая постепенно возрастает, достигая своего максимума в мезократическую фазу. В схеме В.П. Гричука и М.П. Гричук (1960) при сохранении тех же главных тенденций природных изменений несколько иначе трактуются климатические особенности отдельных отрезков ритма. Прежде всего в этой схеме дается четкая "развертка" во времени таких важных характеристик климата, как теплообеспеченность и увлажненность. При этом акцентируется внимание на том, что температура и влажность практически изменяются вне прямой зависимости одна от другой. Температура за период оледенение — межледниковье описывает волнообразную кривую, имеющую вид синусоиды. Со становлением межледниковья температура, которая начала подниматься еще во второй половине оледенения, продолжает возрастать, температурный максимум всего ритма приходится на середину межледниковья. Во вторую (термогигротическую) половину межледниковья температура постепенно понижается, это понижение продолжается и в первую (криогигротическую) половину ледниковой эпохи. Температурный минимум наступает в середине этой эпохи, затем температура начинает постепенно повышаться.

По отношению к температурной кривой ход кривой увлажненности за тот же самый ритм имеет более простой вид. Он показан авторами со сдвигом по отношению к температурной кривой на одну четверть длины волны так, что на ритм межледниковье—оледенение приходится одна волна увлажненности — от ее минимума в начале ритма к максимуму в середине и снова к минимуму в конце ритма. При этом получается, что если температурный максимум ритма отвечает оптимуму межледниковья, то наибольшая увлажненность одинаково распределяется между второй половиной межледниковья и первой половиной оледенения, к концу оледенения увлажненность вновь приближается к минимуму. Фактическими данными, послужившими основой для построения рассмотренных схем, были изученные материалы природных изменений, относящиеся преимущественно к позднему плейстоцену и голоцену. Иверсен даже называет свою схему "ледниково-послеледниковый (межледниковый) цикл". В территориальном отношении схема Иверсена, как уже отмечалось, построена на материалах изучения северо-западной части Европы. Выводы В.П. Гричука и М.П. Гричук основаны на материалах по приледниковой растительности СССР.

Рассмотрим некоторые материалы, позволяющие судить о климатических колебаниях внутри ритма в пределах так называемой перигляциально-лессовой зоны, на территории, находящейся вне пределов прямой зависимости от ледникового щита. Для этого остановимся на особенностях эволюции условий позднего плейстоцена, установленной в результате изучения лёссов, криогенных явлений и ископаемых почв в разрезах центральной части Восточно-Европейской равнины, в районах Смоленска, Брянска, Новгорода-Северского (Величко, Морозова, 1972).

Ранние этапы позднего плейстоцена — микулинское межледниковье и начало валдайской, холодной, ледниковой эпохи — зафиксированы в строении мезинского педокомплекса, в котором микулинскому межледниковью соответствует его ранняя, салынская фаза. Оптимуму межледниковья отвечают бурые лесные, лессивированные почвы (Морозова, 1972), что согласуется с представлениями Иверсена о характере почвообразования в мезократическую фазу (собственно межледниковье). На это время приходится термический максимум всего ритма и наибольшее увлажнение. Потепление особенно касалось холодного, зимнего времени года. Январские температуры не опускались ниже $-2, -3^{\circ}\text{C}$, а возможно, были близки к 0° . Июльские температуры мало отличались от современных.

Конец микулинского межледниковья сопровождается кратковременным (между 70–65 тыс. лет назад)¹ похолоданием, во время которого накопился внутримезинский лёсс и, возможно, уже проявили себя криогенные процессы (фаза "а" смоленского горизонта). Затем наступает теплый, крутицкий интервал (возможный аналог интерстадиалов броруп и амерсфорт, 65–54 тыс. лет назад). Палеопедологические исследования Т.Д. Морозовой (1972), а также некоторые палеофаунистические данные А.К. Марковой (1972) показали, что в это время господствовали открытые степные пространства с черноземными и лугово-черноземными почвами. Климатические условия отличались от современных некоторым увеличением континентальности: зимние (средние январские) температуры были на $1-2^{\circ}\text{C}$ ниже современных, количество осадков несколько сокращалось — до 400–500 мм/год (рис. 8).

Хронологическое положение крутицкой фазы не всегда определяется однозначно. В частности, и мы в более ранних работах (Величко, 1965) относили эту фазу ко второй половине межледниковья, позже (Величко, 1973) — к крутицкому интервалу раннего валдая. Однако в любом случае данные по этой фазе указывают на то, что во второй половине межледниковья или в раннем теплом интервале ледниковой эпохи при некотором снижении теплообеспеченности имело место и сокращение осадков.

Крутицкий интервал сменялся главной фазой смоленского криогенного горизонта, которая не была длительной (не более 1000 лет) и сопровождалась формированием небольших по размеру (2–4 м) полигональных систем элементарных льдо-грунтовых систем. Климат, вероятно, был не более суровым, чем в зоне многолетней мерзлоты на северо-востоке Европы, где температуры января не опускаются ниже $-12, -16^{\circ}\text{C}$.

За пределами распространения области многолетней мерзлоты ранневалдайского смоленского криогенеза, там, где верхний контакт мезинского почвенного комплекса не деформирован криогенными образованиями, удастся проследить характер переходов между почвой и лёссом без наложения мерзлотных процессов. В серии специальных разрезов, в зоне перехода заложенных как в профиле, так и в плане, как правило, фиксируется мелкосетчатая (0,2–0,3 м) система трещин усыхания.

¹ В последнее время в некоторых схемах начало валдайской эпохи и ранневалдайских интерстадиалов отодвинуто назад на 10–15 тыс. лет.

В межтрещинных участках контакт между лёссом и почвой чаще всего имеет "облаковидный" характер, т.е. без признаков активного размыва. В случае, если бы количество осадков в эти ранние этапы ледниковой эпохи оставалось бы равным (близким) к наибольшему количеству осадков межледниковья, то в зоне указанного контакта имели бы место признаки сильных и резких размывов, что, как правило, за пределами крутых древних склонов не наблюдается.

На основную часть ледниковой эпохи приходится главный этап лёссонакопления, прерываемый лишь коротким брянским интервалом (29–24 тыс. лет назад). Брянский интервал по целому комплексу данных — палеопедологических и палеокриологических (Величко, Морозова, 1972) и фаунистических (Маркова, 1972) — был весьма холодным и приближался по своим условиям к условиям центральной части Якутии (температура января была близка к $-30, -40$ °С, июля около 18 °С, длительность морозного периода составляла около 9 месяцев, количество осадков в год не превышало 200–300 мм).

Еще более континентальной была обстановка эпох лёссонакопления. Наиболее суровыми, экстремально-аридными условиями характеризовалась основная часть послеледниковой эпохи лёссонакопления. Микроморфологические исследования Т.Д. Морозовой (1963) показали, что послеледниковым лёссам свойственны те же признаки, что и сероземам и почвам субтропических пустынь, формирующихся в районах, где годовая сумма осадков не превышает 50 мм. С другой стороны, обнаружение в лёссах пыльца таких растений, как *Alnaster fruticosus* Ledeb, распространенных только в зоне многолетней мерзлоты, заставляет предполагать существование в течение большей части года низких отрицательных температур, свойственных северо-востоку Сибири. С этим же согласуется факт чрезвычайно широкого развития в это время крупных полигональных систем ярославского горизонта. Средние годовые температуры в это время могли опускаться до $(-10), (-14)$ °С, а средние январские до $(-35), (-40)$ °С. Примечательно, что по коэффициентам выветрелости и по характеру пористости послеледниковые лёссы приближаются к плейстоценовым лёссам Якутии (Халчева, 1972; Маркова, 1972). Характерно также, что анализ морфоскопии и морфометрии песчаных зерен из валдайских лёссов, проведенный нами совместно с В.П. Ударцевым, показал, что по своим количественным и качественным признакам они приближаются к зернам пустынь, в частности Сахары (рис. 9).

Несколько иная обстановка была свойственна добрянскому этапу лёссонакопления, относящаяся ко времени первой половины ледниковой эпохи. Уже давно (Величко, Морозова, 1963) отмечалось, что эти лёссы имеют более тяжелый по сравнению с послеледниковыми лёссами гранулометрический состав, содержат признаки микрослоистости, что указывает на несколько более влажную обстановку лёссонакопления первой половины холодной эпохи по сравнению со второй. Признаки большей увлажненности в нижней части валдайских лёссов, особенно в разрезах, расположенных в северной полосе перигляциальной области (разрезы Рославль, Смоленск, Алтыново под Угличем), выявляются и по палинологическим данным.

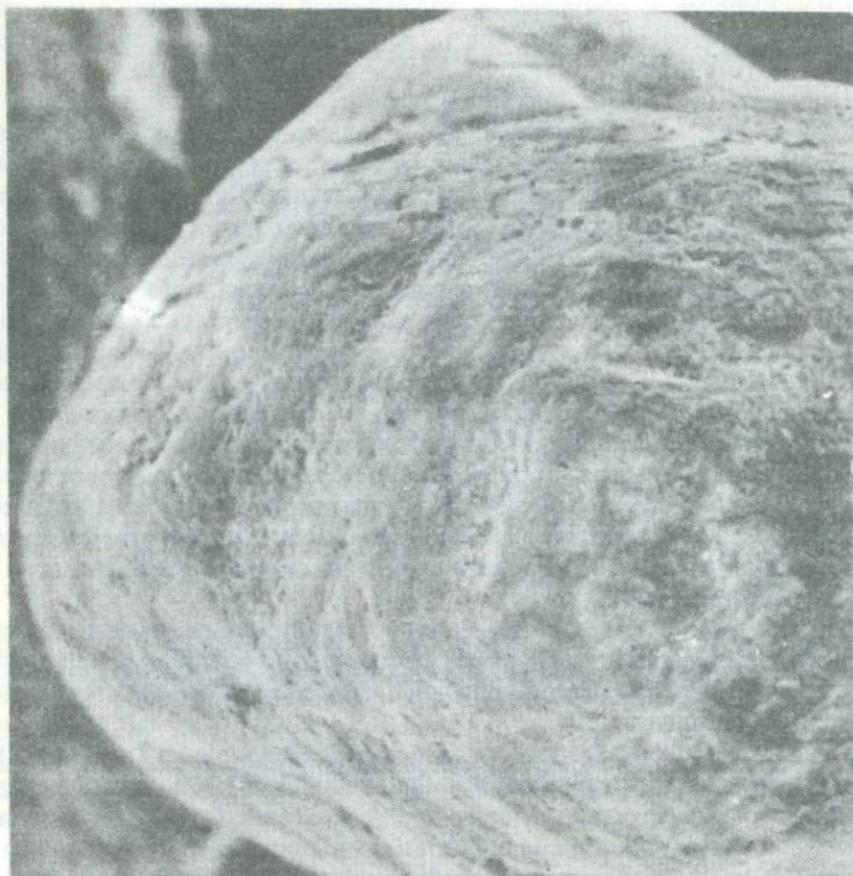


Рис. 9. Характер поверхности песчаного зерна из валдайского лёсса (разрез Араповичи, электронносканирующий микроскоп, увеличение 200X)

В частности, согласно детальным палинологическим исследованиям З.П. Губониной (1972) нижней части валдайских лёссовых отложений в разрезе у г. Смоленска здесь обнаруживается сложное сочетание растений, относящихся к различным экологическим группам. Преобладает пыльца травянистых растений. Древесные представлены в основном березой, при этом больше половины из них составляют карликовые березки (*Betula sect. Nanae*), приспособленные к суровым условиям севера Евразии. Сюда же относится *Alnaster fruticosus* Ledeb., также в настоящее время произрастающая только в зоне многолетней мерзлоты. Из травянистых в наиболее значительных количествах представлена пыльца лебедовых и злаковых растений, приспособленных к сухим, резко континентальным условиям, в том числе *Chenopodium album* L., *Ch. rubrum* L., *Ch. botrys* L., *Eurotia ceratoides* (L.) C.A.M., *Kochia scoparia* (L.) Schrad., *K. prostrata* (L.) Schrad., *Salsola ruthenica* Pjin и даже галофильный вид — *Atriplex nitens* Link. В то же время в спектрах встречаются растения,

приспособленные к обитанию на увлажненной поверхности, в болотах, водоемах (*Myriophyllum spicatum* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Calystegia cf. sepium* (L.) R. Br.).

Несмотря на наличие последней группы, З.П. Губонина приходит к выводу о том, что смоленская флора должна быть отнесена к группе ксерофильных холодостойких флор. Наличие здесь растений, приспособленных к обитанию на увлажненной поверхности в небольших понижениях (растительность типа низинных лугов), на общем фоне сухих и холодных климатических условий отражает ситуацию, характерную для территорий с холодным климатом и малым количеством осадков, где влагосодержание воздуха невелико, но благодаря низким температурам значительна относительная влажность, что и давало эффект переувлажнения на пониженных участках. В таких условиях и начиналось формирование лёссов. Можно говорить, следовательно, что это были условия, относящиеся к роду континентальных. Внутри этого ряда условия эпохи лёссовообразования первой половины валдая были несколько более влажными, второй половины валдая — экстремально сухими. Но все эти условия лёссовообразования в целом характеризовались значительно меньшей увлажненностью по сравнению с условиями межледниковий с их океаническим климатом и лесной растительностью.

Иными словами, можно говорить о том, что ранневалдайский этап лёссовообразования характеризовался семиаридными условиями, тогда как этап лёссовообразования второй половины валдая проходил в экстремально континентальных условиях.

Судя по лёссовому разрезу, на палеолитической стоянке Тимоновка II, культурный слой которой имеет возраст около 15 тыс. лет назад, такие крайне суровые аридные условия начали несколько смягчаться спустя некоторое время после времени обитания стоянки. В это время с приближением к позднеледниковым колебаниям климата начинает возрастать льдистость грунта (Величко, Морозова, 1975). В последний отрезок времени ледниковой эпохи (между 12,5 и 10 тыс. лет назад), как известно, были отрезки значительного смягчения климата (беллинг, аллерёд). Крупные полигонально-жильные льды активно деградировали уже в эти отрезки. Однако потепление не было стабильным. Наличие более поздних мерзлотных структур указывает на рецидивы холодных условий, особенно в эпоху дриас III (10 900—10 300 лет назад).

Полученные материалы позволяют подтвердить принципиальную правильность и схемы Ивенса, и схемы В.П. Гричука и М.П. Гричук, отмечающих признаки большей увлажненности в первую половину ледниковой эпохи по сравнению со второй. Однако эта согласованность касается главных тенденций, но не конкретных соотношений хода кривых теплообеспеченности и увлажненности. Палеопедологические данные перигляциальных районов говорят о том, что в оптимум межледниковья температурный максимум в целом не расходился значительно с максимумом увлажненности. Вслед за снижением температуры в конце межледниковья и начале ледниковой эпохи снижалась (с некоторым отставанием) степень увлажненности. Такой вывод следует не только из упомянутых

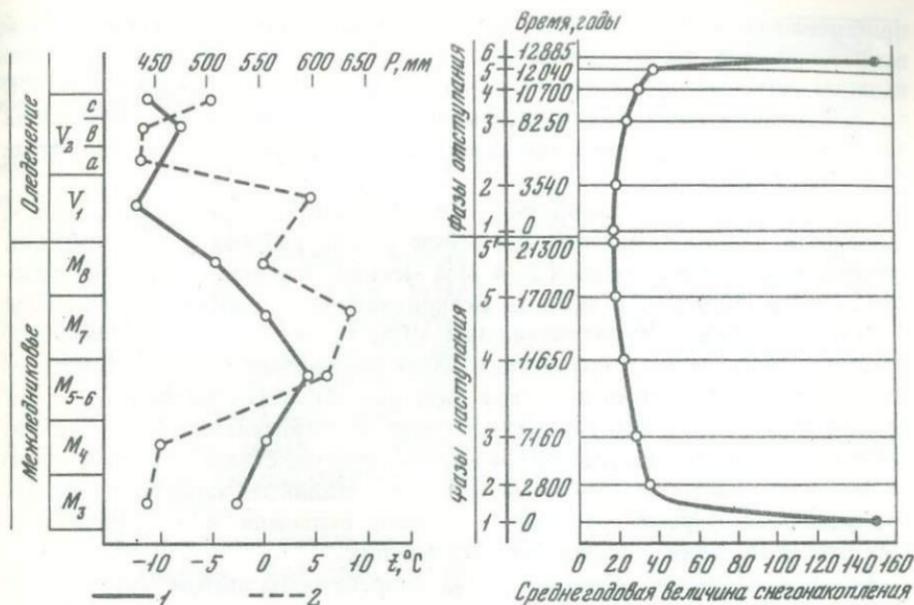


Рис. 10. Изменение температуры и осадков в центральной части Восточно-Европейской равнины в течение микулинского межледникового и начала валдайского оледенения по палеоботаническим данным (по материалам В.П. Гричука, 1973)

1 — t° с января (отклонения от современных значений); 2 — общая сумма осадков

Рис. 11. Изменение количества осадков, выпадавших над Скандинавским ледниковым покровом в валдайскую эпоху (по данным палеогляциологических расчетов (по материалам В.Г. Ходакова, 1973)

данных, но и из расчетов величин температур и осадков, приведенных несколько лет назад В.П. Гричуком (1973), которые мы изобразили в виде графика (рис. 10). По этим данным также следует, что вслед за температурным максимумом, соответствующим оптимуму межледникового (зона 5–6), наступает максимум увлажненности (зона М–7). К концу межледникового наряду с значительным падением температуры наблюдается и снижение осадков, а в зоне У–2 наступает их резкое сокращение.

На протяжении большей части холодной (ледниковой) эпохи, включая основной отрезок времени прогрессивного развития ледника и его максимального распространения, климат характеризовался большой сухостью не только на территории за краем ледника, но и над самим ледником.

Это представление, уже высказывавшееся ранее (Величко, 1973), подтверждается и специальными количественными гляциологическими расчетами (Ходаков, 1973), проведенными для поздневалдайского ледника (рис. 11). Согласно этим расчетам, лишь в короткую (не более 3 тыс. лет назад) инициальную фазу состояния горного оледенения сумма осадков над Скандинавским ледником в какой-то степени

приближалась к современной. Все же остальное время, почти до самой заключительной фазы деградации (последние 3 тыс. лет), количество выпадающих над ледником осадков было очень небольшим — от 370 до 210 мм/год в фазы прогрессивного развития и максимума и снова до 370 мм/год в фазы деградации, за исключением последней фазы (1550 мм/год).

Следовательно, над ледником в основное время его развития выпадало осадков в 2–3 раза меньше, чем сейчас в этих районах, а за пределами ледника осадков выпадало в 2–4 раза меньше, чем сейчас в тех же районах. Таким образом, и область скандинавского ледникового покрова, и так называемая перигляциальная область, т.е. все внетропическое пространство, в эпоху оледенения характеризовались резким сокращением осадков. В этом заключается парадокс одной из черт специфичности ледниковых эпох, о чем говорилось ранее. Положительный баланс массы ледника в фазы его прогрессивного развития осуществлялся прежде всего за счет того, что большая часть года над ледником характеризовалась отрицательными температурами и осадки выпадали в твердом виде, а их расход на таяние и испарение был невелик.

Сходная ситуация наблюдается над современным щитом Антарктиды. Здесь также выпадает количество осадков, типичное для аридных территорий.

Явление снижения осадков на фоне усиления гляциальных процессов хорошо выявляется для так называемой малой ледниковой эпохи и голоцене (1600–1850 гг.). Материалы, собранные Лэмом (Lamb, 1965), свидетельствуют о том, что в эту эпоху вместе со снижением температуры сокращалось и количество осадков.

Собственно независимое (несинфазное) поведение кривой температуры и кривой осадков с климатических позиций представить значительно трудней, чем их соподчиненное поведение. Из общей климатологии известно, что температурный фактор является определяющим, руководящим, а увлажненность — это зависящий от него фактор. Влагоемкость воздуха увеличивается с повышением его температуры и, наоборот, падает в более холодном воздухе. Причем эти различия достигают весьма крупных величин. При температуре 30° воздух может содержать водяного пара в состоянии насыщения в 7 раз больше, чем при 0° (Хромов, 1968).

При похолодании будет возрастать относительная влажность воздуха, что характерно для воздушных масс полярных районов, но и влагосодержание этих масс и количество выпадающих из них осадков небольшое (200–300 мм).

Имеющиеся к настоящему времени данные о ходе изменения температуры и влажности в течение главного климатического ритма плейстоцена (межледниковье—оледенение) также указывают на существование подобной сопряженности на протяжении ритма. Температурные изменения были руководящими, за ними следовали, возможно с некоторым отставанием, соответствующие изменения влажности.

К выводу о прямой зависимости изменений влажности от изменений температуры как ведущем факторе общепланетарных природно-климати-

Рис. 12. Схема изменения температуры и влажности в климатическом ритме плейстоцена: 1 — $t^{\circ}\text{C}$; 2 — P ; 3 — условия, близкие к современным

ческих колебаний в плейстоцене пришли Ван дер Гаммен, Виймстра и Загвийн [Hammen et al., 1971].

На основании полученных данных с учетом имеющихся выводов схему соотношения колебания температуры и влажности внутри ритма оледенение — межледниковье можно представить в следующем виде (рис. 12). Для ледниковой эпохи намечаются три основных неравноценные по длительности фазы:

1) короткая фаза начала прогрессивного развития. Холодная, семиаридная;

2) основная фаза прогрессивного развития и максимум оледенения. Крайне холодная и аридная (возможно, подразделяется на две подфазы: первая, более ранняя, отличается несколько большей влажностью, чем вторая);

3) короткая фаза в конце эпохи. Быстрое повышение температуры (хотя и нестабильное, с рецидивами к холоду). Количество осадков нарастает с некоторым запаздыванием.

Для межледниковой эпохи сохраняются две главные фазы:

- 1) теплая, семигумидная;
- 2) теплая, гумидная.

В заключение коснемся вопроса о репрезентативности рассмотренных схем. Как можно было видеть, эти схемы построены по материалам изучения последнего позднплейстоценового ритма. Однако, с какой степенью достоверности эти схемы можно распространять на другие, более древние ритмы, остается неясным. Конечно, самые главные, принципиальные черты ритмов должны были быть сходными (повышение температуры в межледниковье, понижение в ледниковье и сопряженные колебания влажности). В то же время не исключается, что в существенных деталях ход изменений температуры и влажности мог меняться от одного ритма к другому. На вероятность таких различий, в частности, указывают различия в соотношениях одновозрастных горизонтов ледниковых отложений и лёссов.

Напомним, что в валдайскую холодную эпоху, в ее первую половину, лёссонакопление не было интенсивным и происходило в несколько более влажных условиях. Наиболее континентальные условия и интенсивное лёссонакопление связаны с распространением поздневалдайского ледника, в том числе с этапами его деградации. По-иному выглядят соотношения между ледниковыми отложениями и лёссами для средне-



плейстоценовой — днепровской эпохи. В последнем случае подавляющая часть лёссовых отложений залегает ниже горизонта морены и, следовательно, основная фаза криоксеротических условий приходилась на первый этап эпохи — до максимума распространения ледника. В то же время днепровские лёссы в зоне распространения ледника, как правило, оглеены. Не исключено, что они приобрели оглеенность, когда были бронированы сверху ледником. Однако возможно, что оглеенность — это признак несколько большей увлажненности всей холодной части среднеплейстоценового ритма по сравнению с позднеплейстоценовым.



Рис. 13. Кривая (допустимая) колебаний теплообеспеченности для плейстоценового климатического ритма

Наконец, следует в дальнейшем критически рассмотреть и вопрос о том, насколько именно симметричного вида синусоидальные кривые наиболее удовлетворительно описывают принципиальную структуру колебаний климата внутри ритма. Данные о позднеплейстоценовом ритме показывают значительные отклонения реального хода кривой изменения температуры, а также влажности от синусоидального вида. Ближе всего к таковому средняя часть межледниковой эпохи.

Однако уже при переходе к началу холодного этапа наблюдаются довольно резкие и крупные колебания в виде фазы криогенеза, а затем возврата к более благоприятным условиям (ранний интерстадиал), после которого происходит отчетливый переход к холодной семиаридной фазе (с меньшими колебаниями), сменяющейся на фоне возрастания суровости криогенных процессов крайне холодной и аридной фазой. Эта фаза продолжается почти до самого конца ледниковой эпохи. Вспомним, что время позднего дриаса, по суровости мало чем уступавшее времени максимума оледенения, по существу, закончилось немногим более 10 тыс. лет назад, на границе голоцена, а третий короткий этап перехода к послеледниковью исчислялся всего лишь несколькими столетиями, т.е. эта часть кривой ритма имеет вид очень резкого изгиба.

В более ранней публикации (Величко, 1973) при разборе составляющих кривой природного процесса плейстоцена была показана принципиальная возможность удовлетворительного объяснения трансформациями кривой теплоприхода к земной поверхности, которая могла иметь симметричный синусоидальный вид, в неправильного вида кривую реального хода природных изменений с пиками холодных эпох. Однако не следует исключать и возможность того, что и первичная кривая, отражающая теплоприход к земной поверхности, могла иметь вид системы несимметричных волн, одно крыло которой было более пологим, а другое — более крутым (рис. 13).

Дальнейшие, более детальные исследования позволят точнее выявить характер кривой изменения температуры и увлажнения внутри ритма. Это даст возможность еще ближе подойти к определению вида тех пульсаций теплоприхода, которые руководили природными изменениями, и тем самым сделать еще один шаг к раскрытию причин возникновения крупных климатических ритмов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бюдель Ю.* Климатические зоны ледникового периода. — В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М.: Изд-во ИЛ, 1955.
- Бреслав С.Л., Заррина Е.П., Краснов И.И.* Периодизация и хронология позднего плейстоцена северо-запада европейской части СССР. — В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена: Материалы симпозиума. Л., 1971.
- Величко А.А.* Вопросы геохронологии лёссов Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 4.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
- Величко А.А.* Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины. — В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975.
- Величко А.А., Арсланов Х.А., Куренкова Е.И.* Радиоуглеродные определения возраста верхнепалеолитических стоянок центра Русской равнины (по костному материалу). — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 3.
- Величко А.А., Маркова А.К.* Две главные формы крупных пор в лёссах. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 4.
- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Микулинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение. — В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы, криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972.
- Величко А.А., Ударцев В.П., Морозова Т.Д. и др.* О разновозрастности морен днепровской и донской лопастей покровного оледенения Восточно-Европейской равнины. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5.
- Величко А.А., Морозова Т.Д.* Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв центра Русской равнины. — В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: 1975.
- Вознячук Л.Н.* Антропоген Белоруссии. — В кн.: Комплексное геолого-геофизико-геохим. и гидрогеол. изучение земной коры Белоруссии. Минск, 1969.
- Герасимов И.П., Марков К.К.* Ледниковый период на территории СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939 (Труды Ин-та геогр., вып. 33).
- Гричук В.П.* Палеоэкологические реконструкции по палеоботаническим данным. — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене: Реконструкции и модели. М., 1973.
- Гричук М.П., Гричук В.П.* О приледниковой растительности на территории СССР. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960.
- Губонина З.П.* Палеофитологическая характеристика надморенных суглинков района Смоленска. — В кн.: Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972.
- Маркова А.К.* Основные типы макропор в лёссах Русской равнины. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972.
- Морозова Т.Д.* Об эволюции процессов почвообразования на Русской равнине в четвертичное время. — Почвоведение, 1972, № 7.

- Морозова Т.Д.* Некоторые результаты микроморфологического изучения лёссов. — В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Москвитин А.И.* Стратиграфия плейстоцена европейской части СССР. М.: Наука, 1967 (Труды геол. ин-та АН СССР, вып. 156).
- Москвитин А.И.* Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, вып. 4.
- Паукас А.В., Серебрянный Л.Р.* О геохронологии позднего плейстоцена Русской платформы в связи с эволюцией материкового оледенения. — В кн.: Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода (Доклады сов. геологов к XXIV сессии Междунар. геол. конгресса. Проблемы 6, 12). М.: Наука, 1972.
- Реввердатто В.В.* Основные моменты развития послетретичной флоры Средней Сибири. — Сов. ботаника, 1940, № 2.
- Салов И.Н.* Стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. — В кн.: Материалы научной конференции Смоленского пед. ин-та, посвящ. 50-летию ин-та. Смоленск, 1971.
- Федорович Б.А.* Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии. — Труды Ин-та геогр. АН СССР. Т. 80. Материалы по геоморфологии и палеогеографии. СССР, вып. 24. М., 1960.
- Халчева Т.А.* Различия минералогического состава лёссовых горизонтов Русской равнины. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972.
- Ходаков В.Г.* Построение модели европейского покровного ледника, основанной на актуалистическом подходе. — В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене: Реконструкции и модели. М., 1973.
- Хромов С.П.* Метеорология и климатология. 2-е изд. М.: Гидрометеоздат, 1968.
- Чеботарева Н.С., Данилова-Макарычева И.А.* Последний ледниковый покров на территории Европы. М.: Наука, 1974.
- Чичагова О.А.* Возраст верхнеплейстоценовых ископаемых почв по радиоуглеродным данным. — В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972.
- Шук С.М.* О самостоятельности московского оледенения. — Докл. АН СССР, 1957, т. 117, № 2.
- Brunnacker K.* New findings of quaternary stratigraphy at the Rhine and Vogelsberg area. — In: Quaternary glaciations in the Northern hemisphere. Rept N 2. Prague, 1975.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Moller J., Langway C.C.* One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. — Science, 1969, vol. 166, N 3903.
- Epstein S., Sharp R.P., Gow A.J.* Antarctic ice sheet: Stable isotope analyses of Bird Station cores and interhemispheric climatic implications. — Science, 1970, vol. 168, N 3939.
- Fink T.* Le loess en Autriche. — In: La stratigraphie des loess de l'Europe. P., 1969. (Suppl. au Bull. de L'Assoc. française pour l'Etude du quaternaire).
- Hammen van der T., Wijmstra T.A., Zagwijn W.H.* The floral record of the late cenozoic of Europe. — In: The late Cenozoic glacial ages. New Haven; London, 1971.
- Iversen J.* The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. — In: Systematics of to-day: Proc. Symp. held at the Univ. Upsalla. Upsalla, 1958.
- Lamb H.H.* The early medieval warm epoch and its sequel. — Palaeogeogr., palaeoclimatol., Palaeoecol., 1965, vol. 1, N 1.
- Šibrava V.* On the correlation of the middle european glaciated and non glaciated areas. — In: Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Report N 12. Prague, 1975.
- Zagwijn W.H.* Pleistocene stratigraphy of the Netherlands, based on changes in vegetation and climate. — Verh. Kon. Ned. geol.-mijnbouwkundig genootschap., 1963, (Geol. Ser.: Deel. 21-2).

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>В.П. Гричук.</i> Древнейшее материковое оледенение в Европе – его признаки и стратиграфическое положение	7
<i>М.А. Фаустова.</i> Особенности гляциодинамики в северной части Окско-Донской равнины и фациальные разновидности морены	35
<i>В.П. Гричук, Е.Е. Гуртовая.</i> Межледниковые озерно-болотные отложения у с. Крукеничи	59
<i>Э.М. Зеликсон, М.Х. Моносзон.</i> Флора и растительность бассейна Оки в интерстадиальные эпохи среднего плейстоцена	91
<i>А.К. Маркова.</i> Изменение морфологии зубов водяных полевок на протяжении плейстоцена	110
<i>А.Б. Богуцкий, Т.Д. Морозова.</i> О строении гороховского ископаемого почвенного комплекса на Вольнской возвышенности и его возрастных аналогов в Польше	128
<i>С.А. Сычева, В.П. Ударцев.</i> Особенности развития почв мезинского комплекса Окско-Донской равнины	151
<i>Т.А. Халчева.</i> Некоторые особенности минералогического состава среднеплейстоценовых отложений в разрезах меридионального лёссового профиля Русской равнины	181
<i>В.В. Бердников.</i> Реликтовый мерзлотный микрорельеф в районе Вязьмы	199
<i>В.П. Нечаев.</i> О некоторых соотношениях между мерзлотными климатическими параметрами и их палеогеографическое значение	211
<i>А.А. Величко.</i> К вопросу о последовательности и принципиальной структуре главных климатических ритмов плейстоцена	220

CONTENTS

Preface	5
<i>V.P. Grichuk</i> . The most ancient continental glaciation in Europe — its signs and stratigraphical position	7
<i>M.A. Faustova</i> . Special features of glaciodynamics in the northern part of the Oka—Don plain and facial varieties of the moraine	35
<i>V.P. Grichuk, E.E. Gurtovaya</i> . Interglacial lacustrine-bog deposits near the village Krukenichi.	59
<i>E.M. Zelikson, M.Kh. Monoszon</i> . Flora and vegetation in the Oka drainage basin during the Middle Pleistocene interstadials.	91
<i>A.K. Markova</i> . Changes in the teeth morphology of <i>Arvicola</i> during the Pleistocene	110
<i>A.B. Bogutsky, T.D. Morozova</i> . On the structure of the Gorokhov fossil soil complex at the Volynian Upland and its age analogs in Poland	128
<i>S.A. Sycheva, V.P. Udartsev</i> . Special features of the Mezin soil complex evolution at the Oka—Don Plain.	151
<i>T.A. Khalcheva</i> . Some features of the mineral composition of Middle Pleistocene deposits in the meridional loess profile at the Russian Plain	181
<i>V.V. Berdnikov</i> . Relic cryogenic microrelief near Vyazma	199
<i>V.P. Nechaev</i> . On some correlations between cryogenic climatic parameters and on their palaeoclimatic significance.	211
<i>A.A. Velichko</i> . To the problem of succession and principal structure of main climatic Pleistocene rhythms	220

Древнейшее материковое оледенение в Европе — его признаки и стратиграфическое положение. В.П. Гричук. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

На основании анализа палеоботанических материалов установлено существование оледенения на территории Европы в эпоху, соответствующую претегелену Северной Европы, нижнему калабрию Ломбардии, нижнему куяльнику Кавказа, среднему ачкагылу Прикаспия. Это первое настоящее материковое оледенение по своим размерам было сопоставимо с размерами оледенения позднего плейстоцена. Реконструкция некоторых количественных климатических показателей этой эпохи для семи наиболее полно изученных районов Европы показала, что палеогеографическая обстановка того времени также была сопоставима с условиями плейстоценовых ледниковых эпох на территории Европы.

Наличие этого оледенения должно учитываться при решении вопроса о положении границы плиоцена и плейстоцена.

Табл. 4, ил. 7, библиограф. 50 назв.

Особенности гляциодинамики в северной части Окско-Донской равнины и фациальные разновидности морены. М.А. Фаустова. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

В результате изучения ледниковой толщи района выделены (сверху вниз) горизонты красно-бурой, желто-бурой и черной морены, имеющие стратиграфический ранг. Направление движения льдов наиболее резко менялось во время отложения второго горизонта — многослойной желто-бурой морены. Изучение верхней морены свидетельствует о существовании двух языков — слабо-активного на северо-западе района и активного, восточного, возможно, не являющихся синхронными. Анализ строения морены каждого из горизонтов позволил выявить их фациальный состав.

Ил. 6, библиограф. 25 назв.

Межледниковые озерно-болотные отложения у с. Крученичи. В.П. Гричук, Е.Е. Гуртова я. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

Вновь проведенное палинологическое изучение озерно-болотных отложений, вскрывающихся в разрезе у с. Крученичи, детальный флористический и палеофитоценологический анализ полученных данных позволили выделить в исследованной толще отложения межледниковой эпохи и двух интерстадиалов — предшествовавшего межледниковью и следовавшего за ним.

Охарактеризованы флора и растительность указанных хронологических интервалов, более подробно — флора и растительность межледниковой эпохи. Ее лихвинский возраст подтверждается сопоставлением полученных флористических данных с данными по разрезам этого возраста на западе Русской равнины, а также по разрезам мазовецкого межледниковья в западной части бассейна Буга.

Табл. 8, ил. 4, библиограф. 25 назв.

УДК 551.791; 56.017.2(470.3)

Флора и растительность бассейна Оки в интерстадиальные эпохи среднего плейстоцена. Э.М. Зелксон, М.Х. Монозон. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981.

В результате спорово-пыльцевого анализа двух разрезов интерстадиальных отложений среднего плейстоцена, сопровождавшегося видовыми определениями пыльцы и спор, получены данные, характеризующие флору и растительность среднеплейстоценовых интерстадиалов. В этот период в отличие от интерстадиальных эпох позднего плейстоцена основную роль в растительности играли лесные ценозы, часто с большим участием лиственницы (лиственнично-сосново-березовые леса и редколесья). Темнохвойные леса существенной роли в растительности бассейна Оки не имели и, по-видимому, вообще существовали здесь лишь в течение коротких временных интервалов.

Сохранение в интерстадиальные эпохи лесной растительности (сформированной наиболее устойчивыми к холоду и континентальности климата древесными породами) было возможно благодаря тому, что в среднем плейстоцене климат в период оледенений был значительно менее континентальным, чем в валдайскую ледниковую эпоху.

Табл. 2, ил. 3, библиогр. 7 назв.

УДК 599.323.4; 591.431.4

Изменение морфологии зубов водяных полевок на протяжении плейстоцена. А.К. Маркова. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

В результате изучения остатков ископаемых водяных полевок из местонахождений Русской равнины были выявлены некоторые эволюционные изменения этого рода, отразившиеся на морфологии зубов.

Наиболее древние водяные полевки, отмеченные в фаунах лихвинского возраста, характеризуются рядом архаичных признаков, в частности мимомисным строением эмали зубов.

В предднепровское время появляются водяные полевки более прогрессивного строения.

В фаунах позднего плейстоцена отмечаются водяные полевки, близкие к современным.

Табл. 1, ил. 8, библиогр. 18 назв.

УДК 551.893(4-11)

О строении гороховского ископаемого почвенного комплекса на Волынской возвышенности и его возрастных аналогов в Польше. А.Б. Богущий, Т.Д. Морозова. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

Изложены результаты изучения гороховского педокомплекса в западных областях Украины, коррелируемого с мезинским комплексом Русской равнины. Рассмотрены строение и свойства почв первой (сальнской) и второй (крутицкой) фаз почвообразования педокомплекса. Для почв первой фазы (соответствует микулинскому межледниковью) установлены типы профилей и характер пространственной организации на уровне древних структур почвенного покрова. Показано, что по строению и стратиграфическому положению в лёссовых разрезах гороховский педокомплекс идентичен комплексу Нетулиско I в Польше.

Табл. 3, ил. 7, библиогр. 17 назв.

Особенности развития почв мезинского комплекса Окско-Донской равнины. С.А. Сычева, В.П. Ударцев. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

Мезинский почвенный комплекс представляет собой один из наиболее ярких почвенных феноменов в толще плейстоценовых лёссов. Почвы мезинского комплекса широко распространены по площади и отражают один из наиболее важных этапов развития природы в среднем и позднем плейстоцене.

Как и для более западных районов Русской равнины, в профиле мезинского комплекса выделяются две фазы. Для первой (салынской) фазы, отвечающей микულიнскому межледниковью, в почвенном покрове на территории Окско-Донской равнины выделяются две зоны: лесная и лесостепная. Южная граница лесных почв проходила по 54° с.ш., т.е. на 75–100 км южнее современной. На юг от лесной зоны простиралась широкая (более 400 км) лесостепная зона. Это подчеркивает, что климат в микულიнское межледниковье был более мягким по сравнению с современным.

В профиле второй (крутицкой) фазы почвообразования, отвечающей первой половине валдайской эпохи, широтные различия не отражены.

Табл. 9, ил. 6, библи. 38 назв.

УДК 551.793; 552, 121:524 (470)

Некоторые особенности минералогического состава среднеплейстоценовых отложений в разрезах меридионального лёссового профиля Русской равнины Т.А. Халчев а. В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

Минералогический состав лёссовых, ледниковых и водно-ледниковых отложений идентичен в видовом отношении. Значения коэффициентов выветренности свидетельствуют о том, что степень переработки минеральной массы вторичными процессами в лёссах значительно выше, что, скорее всего, свидетельствует о почвенной переработке лёссовой пыли при превращении ее в породу в отличие от ледниковых и водно-ледниковых отложений, не испытавших на себе воздействия этих процессов.

Табл. 5, ил. 2, библи. 16 назв.

УДК 551.79:551.336 (470)

Реликтовый мерзлотный микрорельеф в районе Вязьмы. В.В. Бердников. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

Описывается реликтовый мерзлотный микрорельеф, изученный автором в средней зоне его распространения, в районах городов Медынь–Вязьма, Сухиничи, Киров.

Даются основные геологические и палеомерзлотные характеристики различных типов древней мерзлоты и описывается строение верхней части четвертичных отложений района. Приводится подробное описание распространения реликтового микрорельефа на изученной территории, его зависимость от геоморфологических и литологических особенностей конкретных участков, а также различная выраженность типов микрорельефа на современной поверхности.

Ил. 2, библи. 7 назв.

УДК 551.893:345 (4-11)

О некоторых соотношениях между мерзлотными и климатическими параметрами и их палеогеографическое значение. В.П. Н е ч а е в. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

Рассматриваются некоторые соотношения между мерзлотными климатическими параметрами в зоне современной многолетней мерзлоты. На основании полученных материалов по палеокриогенному изучению Вольно-Подольской возвышенности и другим территориям приводятся климатические показатели (годовые амплитуды температуры воздуха, температуры самого теплого и самого холодного месяцев) для некоторых районов перигляциальной зоны Европы в позднем плейстоцене.

Табл. 1, ил. 2, библи. 24 назв.

УДК 551.893 (4-11)

К вопросу о последовательности и принципиальной структуре главных климатических ритмов плейстоцена. А.А. В е л и ч к о. — В кн.: Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981

Рассматривается динамика природно-климатических изменений на протяжении плейстоцена в лёссово-перигляциальной области Восточной Европы. Анализируются продолжительность холодных и теплых эпох плейстоцена, скорости седиментации лёссовых отложений. Приводится принципиальная схема колебаний для ритма межледниковье — оледенение, подчеркивается, что для различных ритмов фазы колебаний климата могли существенно отличаться.

Табл. 2, ил. 13, библи. 43 назв.

Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перегляциальных областей

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства Э.Б. Травицкая. Художник Л.С. Кассис

Художественный редактор Т.И. Алексеева. Технический редактор Н.А. Посканная

ИБ № 21225

Подписано к печати 20.01.81. Т — 03014. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,8 + 0,8 вкл. Уч.-изд.л. 19,7. Тираж 700 экз.

Тип.зак. 1980. Цена 3 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
5	7 снизу	реконструирует- ся.	реконструиру- ется динамика ледникового покрова.
218	10 снизу	40	49
Вкладка, рис. 1 (к статье Зелик- сон и др.)	Подрисуночная подпись	Nanae sect. Babae	Betula sect. Nanae

Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. Зак. 1980.

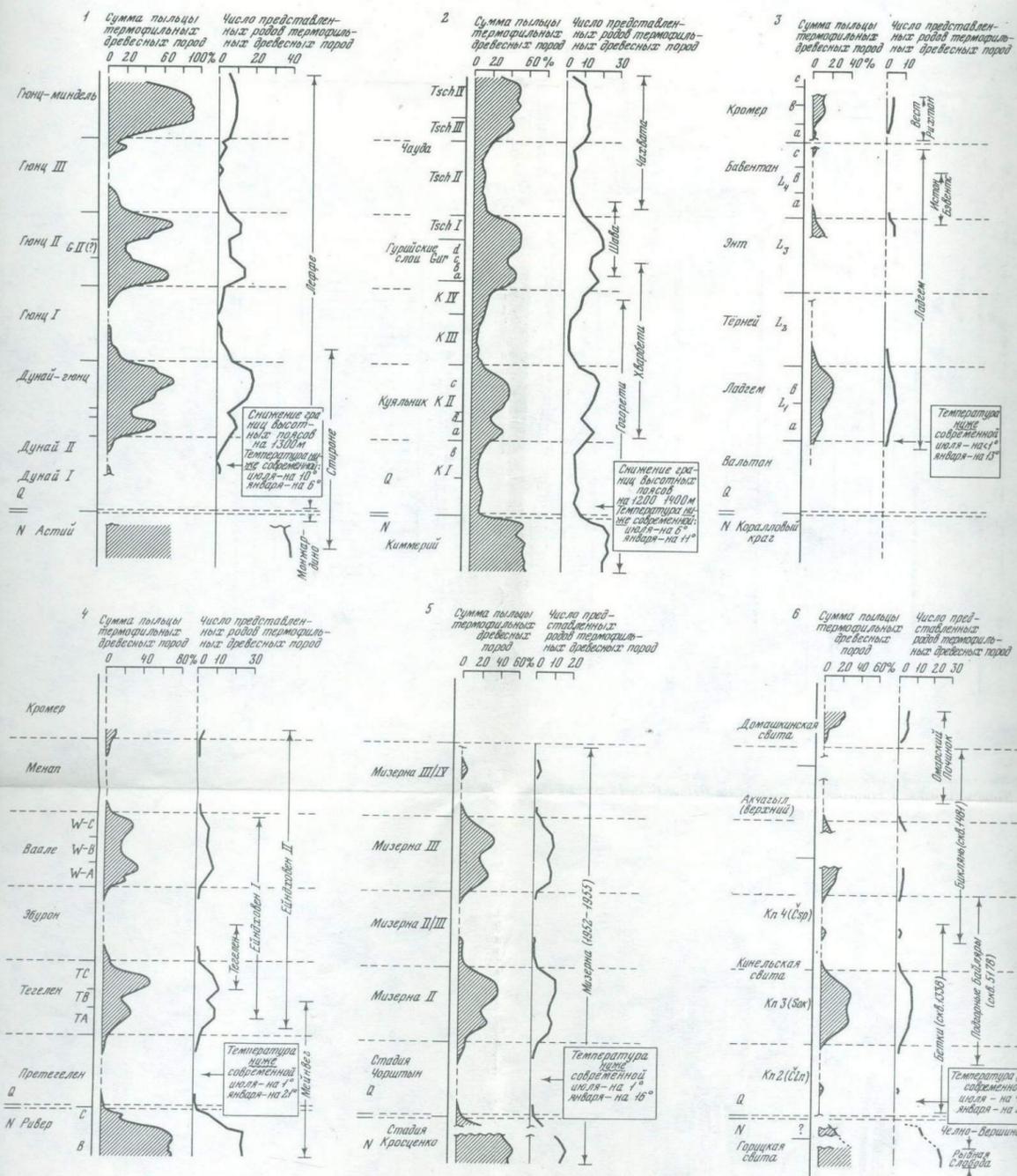


Рис. 3. Обобщенные пыльцевые диаграммы разрезов верхнего плейстоцена ряда районов Европы и вероятная корреляция климатических фаз (для древнейшей фазы похолодания приведены реконструированные значения температурной депрессии)
 1 - Северная Италия, [Lona, Bertoldi]; 2 - юго-западная Грузия [Шатилова, 1963]; 3 - юго-восточная Англия [West, 1963]; 4 - Нидерланды [Zagwijn, 1963]; 5 - южная Польша [Szafer, 1954]; 6 - бассейн нижней Камы [Горецкий, 1964]

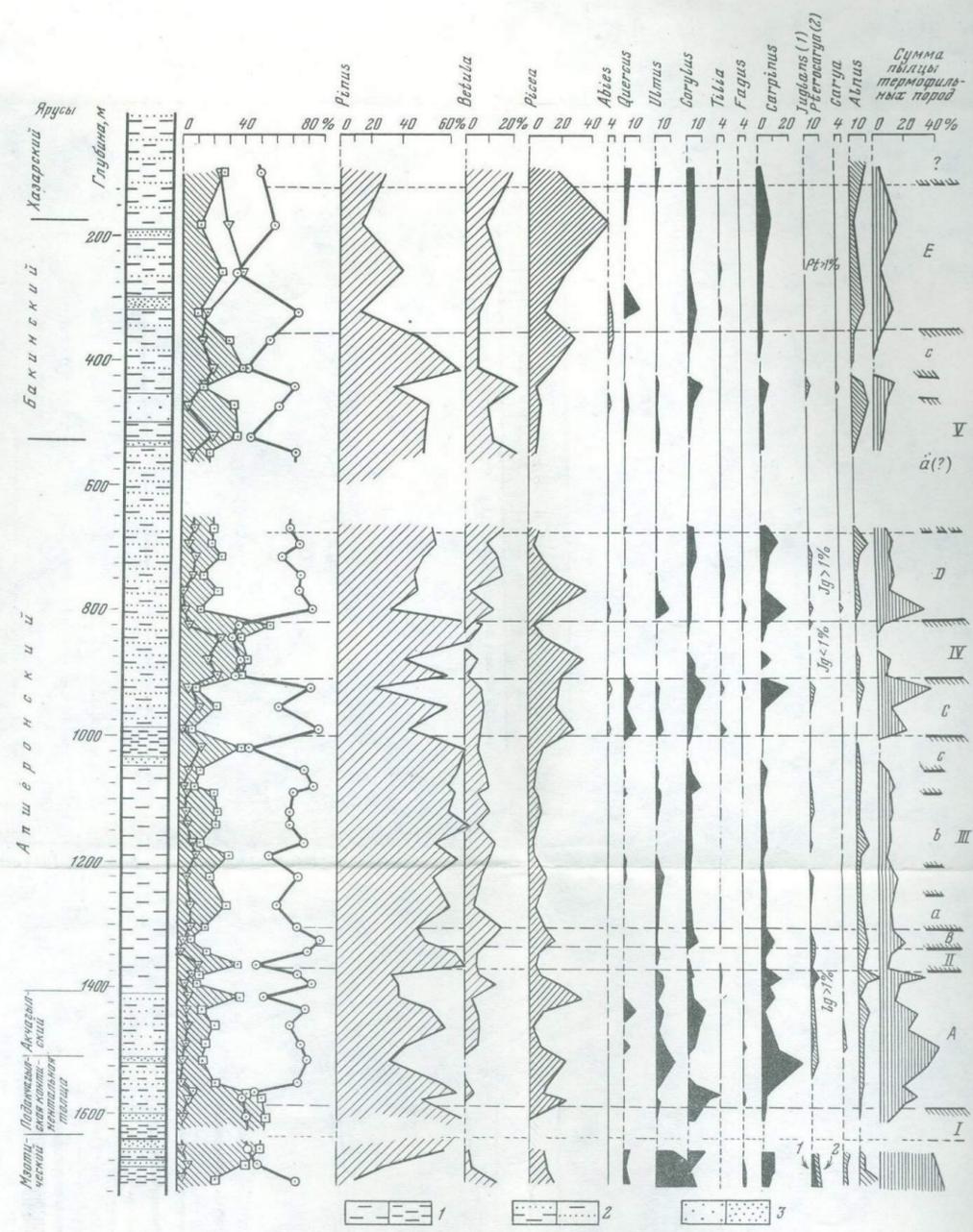


Рис. 7. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скважинами № 1 и 4 опорного бурения у станции Александровской близ Кизляра (по И.В. Масловой, 1960)
 1 - алевролиты легкие и тяжелые; 2 - алевролиты тяжелые и легкие с прослоями песка; 3 - пески среднезернистые и мелкозернистые. I-V - фазы похолоданий, а-с - палинозоны в их пределах, А-Е - фазы потеплений; pt - pterocarya; Jg - Juglans

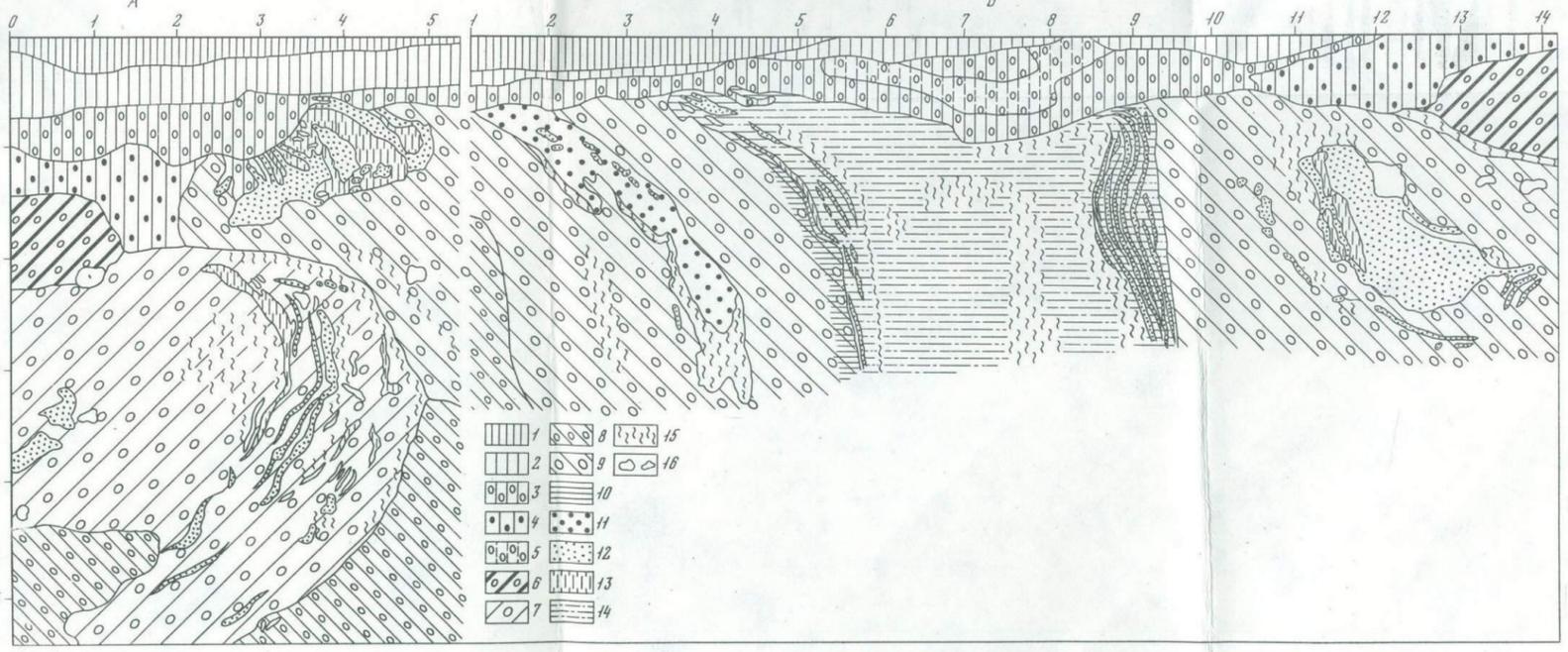


Рис. 1. Строение ледниковых отложений в разрезе Елатма (расчистки А, Б)
 Озерные отложения: 1 - суглинок зеленовато-серый, сильно опесчаненный; 2 - то же, светло-серый. Ледниковые отложения: 3 - суглинок серый, валунный, с участием грубопесчаного материала, с плитчатой отдельностью, локальная морена (первый горизонт); 4 - то же, красновато-бурый, грубый, опесчаненный, с включением валунного материала (первый горизонт); 5 - суглинок или супесь красная, пластичная, глинистая, с редким гравием, абляционно-солифлюкционная субфация (первый горизонт); 6 - суглинок палево-коричневый, грубый, с большим содержанием гальки известняка (второй горизонт); 7 - то же, палево-желтый, сильно опесчаненный, с галькой (второй горизонт); 8 - то же, коричневый, рыхлого сложения, валунный (второй (?) горизонт); 9 - то же, черный, местами с коричневым оттенком, рыхлый, глинистый, с галькой (третий горизонт); 10 - то же, сильно глинистый вблизи контакта с алевролитом, формирующим гляциодиапиры. Отложения, образующие отторженцы: 11 - песок серый, однородный, мелко- и среднезернистый; 12 - то же, белый, тонко- и мелкозернистый, кварцевый, с небольшой примесью разнозернистого песка и зерен гравия; 13 - супесь темно-серая; глинистая. Отложения, формирующие внутренние части гляциодиапиров: 14 - алевролиты, темно-серые. Прочие обозначения: 15 - прослой и пятна ожелезнения; 16 - валуны

3 руб.

3449