

В 50510
Э. И. ДЕВЯТОВА

**ПРИРОДНАЯ СРЕДА
ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ЕЕ ВЛИЯНИЕ
НА РАССЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА
В СЕВЕРОДВИНСКОМ БАССЕЙНЕ
И В КАРЕЛИИ**

Э. И. ДЕВЯТОВА

ПРИРОДНАЯ СРЕДА
ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ЕЕ ВЛИЯНИЕ
НА РАССЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА
В СЕВЕРОДВИНСКОМ БАССЕЙНЕ
И В КАРЕЛИИ

284240

УДК 551.79.89(470.22+470.11)
Д25

Ответственные редакторы
О. П. Кондратене, А. Д. Лукашов

ВВЕДЕНИЕ

Целостность природной среды, одним из компонентов которой является человек, пропагандировал В. В. Докучаев (1899). Физико-географическую оболочку Земли как сложную развивающуюся систему рассматривал акад. А. А. Григорьев (1946). Ныне проблема взаимообусловленности природных факторов и взаимосвязи их с обществом — одна из ведущих, разрабатываемых в Институте географии АН СССР под руководством акад. И. П. Герасимова (Герасимов, 1970, 1977; Герасимов, Величко, 1974) и докт. геогр. наук А. А. Величко (1973а). Система современных представлений о физико-географической оболочке Земли и процессах ее изменения в прошлом открывает пути «к разработке научных основ наиболее рационального преобразования природы, к исследованию реальных возможностей целенаправленного воздействия на природные ресурсы, к прогнозу изменения природы и управлению этими процессами» (Доскач и др., 1964, с. 7).

В предлагаемой работе рассматриваются связи, которые на протяжении позднего плейстоцена соединяли человека с природной средой (климат, растительность, животный мир, водоемы и т. д.). Основой для постановки исследований на юго-восточной окраине Балтийского щита и его обрамлении послужило несколько обстоятельств: глубокая вера в предвидение С. Н. Замятина (1961) о перспективности поисков палеолита в Северодвинском бассейне, наличие в этом районе многочисленных останков «мамонтового» фаунистического комплекса (Смирнов, 1937), блестящие результаты изучения палеолита Печорского бассейна (Канивец, 1976 и др.).

Институт геологии Карельского филиала АН СССР впервые занялся исследованием природной среды при изучении стоянок голоцена в юго-западном Беломорье. На данном этапе цель остается прежней — создание палеогеографической основы для поисков и датировки археологических памятников, но объектом является верхний плейстоцен. В число задач входит: 1) разработка местной стратиграфической шкалы для верхнего плейстоцена; 2) определение хронологических интервалов наиболее вероятного времени освоения территории первопришельцами в позднем плейстоцене; 3) восстановление палеогеографической обстановки интервалов, как возможных, так и наиболее перспективных на поиски палеолита; 4) выявление участков для поисков палеолита.

Решению задач способствовало: а) детальное изучение наиболее голных разрезов верхнего плейстоцена методом спорово-пыльцевого анализа; б) определение самых существенных корреляционных связей между крупными событиями в развитии природных компонентов верхнего плейстоцена и человеком через палеогеографические реконструкции и анализ процессов развития абиотической и биотической сред:

оледенение, его влияние на человека и пути миграций, межледниковые и межстадиальные палеоводоемы, их характер и границы — как один из факторов среды обитания человека; климат как главный компонент экосистемы, делавший условия обитания людей благоприятными или неблагоприятными; растительность как один из компонентов экосистемы и как средство для выяснения основных закономерностей изменения климата (и природы в целом). Очень важно было определить, какой из природных факторов послужил отправным моментом к проникновению человека на север.

Территория юго-восточной окраины Балтийского щита очень трудна для исследований, история ее в позднем плейстоцене сложна, недостаточно выяснена, но без изучения геологии и без палеогеографических реконструкций нельзя определить пути и время заселения территории человеком и степень взаимодействия его с природой на разных этапах.

Для выяснения поставленных задач были избраны разрезы верхнего плейстоцена Архангельской обл. и южной Карелии. Большинство их известно с классических работ М. А. Лавровой (1937), Б. П. Лихарева (1933) и А. А. Малахова (1940). Позднее эти разрезы изучались автором данной работы (Девятова, 1961; Девятова, Лосева, 1964) и при геологической съемке.

На первом этапе исследований основная часть разрезов верхнего плейстоцена была объектом совместных полевых работ Института геологии Карельского филиала АН СССР и АН Эстонской ССР: в 1972 г. — разрез Колешка; в 1974 — Красная Горка, Сия, Первомайский, Верхняя Телза; в 1975 — Пасьва, Осиновское, Райбола, Смотряковка, Сюма. Описание разрезов (за исключением Бычье и Затон)* и палинологические исследования производились Э. И. Девятовой (Институт геологии Карельского филиала АН СССР), абсолютное датирование — Я.-М. К. Пуннингом, Р. А. Раямяэ, Г. И. Хютт (Институт геологии АН Эстонской ССР). Впервые для Европейского Севера СССР был применен термолюминесцентный анализ. Датировками охвачено московское оледенение — поздний валдай. Часть их согласуется с геологическими, стратиграфическими и палинологическими данными. Однако в ряде случаев они находятся в противоречии с геолого-палинологическими выводами. Поэтому, а также в связи с разработкой Институтом геологии Карельского филиала АН СССР темы «Природная среда позднего плейстоцена и голоцена и первобытный человек» (1976—1979), автором специальных сведений, в 1977 и 1978 гг. разрезы изучались автором дополнительно. В результате были получены более убедительные сведения о стратиграфии разрезов. Повторное опробование разрезов Пасьва — Колешка было произведено в 1976 г. Р. А. Раямяэ. Итоги совместных работ Института геологии Карельского филиала АН СССР и АН ЭССР частично опубликованы (Девятова и др., 1976, 1981).

Помимо разработки темы «Природная среда...», Институт геологии Карельского филиала АН СССР участвовал в работе по проекту № 73/1/24 «Четвертичные оледенения северного полушария» Международной программы геологической корреляции. По решению бюро на-

* Разрезы Бычье — Затон, как и другие разрезы Мезенского бассейна, изучались автором в 1957—1958 гг. (Девятова, Лосева, 1964). В 1973 г. часть их, в том числе Бычье — Затон, была описана Я.-М. К. Пуннингом, по сборам которого мною были произведены пыльцевые анализы.

И. М. Экману принадлежат сборы и описание разрезов Вас. Бор и В. Видлица в Карелии, также проанализированные мною. Образцы были отобраны с любезного согласия И. С. Недригайловой, изучавшей разрезы при геолого-гидрогеологической съемке. Детальная обработка, произведенная нами, дала возможность получить более полную палинологическую характеристику разрезов.

циональной рабочей группы, возглавляемой докт. геогр. наук А. А. Величко, в августе 1978 г. в бассейне р. Сев. Двины был проведен полевой семинар. Цель его состояла в ознакомлении участников с теми разрезами севера Русской равнины, которые могут способствовать обоснованию проблемных вопросов стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена. Научное руководство осуществлялось автором. В организации, финансировании и проведении семинара, кроме Института геологии, участвовало Архангельское территориальное геологическое управление; его представителем была В. Н. Копылова.

При изучении стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена ведущая роль отведена спорово-пыльцевому анализу как основному методу для расчленения осадков, их датировки и как наиболее эффективному при палеогеографических реконструкциях и выяснении всего комплекса природных условий.

Целью наших многолетних исследований в области палинологии была отработка региональных особенностей в составе палинокомплексов и фаз развития растительности, а также отработка корреляционных признаков для увязки разрезов, вскрытых на различных участках территории Карелии и Архангельской обл. Пыльцевые диаграммы имеются в печати по немногим разрезам (Покровская, 1937а, б; Лаврова, 1937; Гричук, 1946; Девятова, Лосева, 1964), но за давностью лет они не отвечают современному состоянию отечественной палинологии: количество определенных таксонов незначительное, способ построения пыльцевых диаграмм невыразительный.

Для уточнения возраста осадков данные спорово-пыльцевого анализа подкрепляются радиоуглеродным и термолюминесцентным анализами, а для подтверждения заключений о генезисе осадков и восстановления истории водоемов — диатомовым. Но всем другим анализам, кроме палинологического, полный объем которого выполнен автором, придается вспомогательное значение.

Восстановление палеогеографических условий основано на фитоценологическом анализе, требующем видовых определений пыльцы. При этом использовалась справочная литература (Монозон-Смолина, 1949; Сладков, 1951, 1954, 1959; Губонина, 1952; Заклинская, 1953; Монозон, 1954, 1959, 1973, 1976; Ошуркова, 1959; Попов, Прохорова, 1961; Куприянова, 1965; Гричук, Монозон, 1971; Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Аскерова, 1973; Чигуряева, 1973; Erdtman, 1969 и др.) с параллельным просмотром эталонных коллекций. Часть определений была проверена М. Х. Монозон и Э. М. Зеликсон.

Вопрос о палеоклимате, возрасте или таксономическом ранге каждого стратиграфического подразделения решался сравнением палинокомплексов с современной растительностью и выявлением степени их адекватности или неадекватности. Материалом для сравнения были пыльцевые диаграммы, циклограммы пыльцевых зон, современные ареалы эколого-географических групп на территории Архангельской обл. (Флора Северо-Востока европейской части СССР, 1974, 1976а, б, 1977).

Для палеогеографических реконструкций наиболее труден такой компонент экосистемы, как почвы. Советская палеопедология выросла на изучении палеопочв средней полосы Союза и Украины. Палеопочвы никогда не были объектом исследований на севере Русской равнины и, кроме положений, высказанных Т. Д. Морозовой (1963), об изменении почвенного профиля микулинского века при продвижении с севера на юг, сведения о них в литературе отсутствуют. Единственный возможный путь для воссоздания палеопочв — поиск аналогий в современных условиях.

Очень важным компонентом абиотической среды являются палеоводоемы, которые влияли на климат региона, были путями миграций растений и животных, путями для проникновения человека в северные широты и последующего освоения им территории. Береговые линии палеоводоемов наиболее перспективны для поисков палеолитических поселений и «жилых поверхностей». В реконструкции очертаний палеоводоемов, прежде всего, приняты во внимание состав осадков и геолого-геоморфологические условия исследуемых участков, пересеченных серий профилей, заснятых старшим инженером-топографом Р. Н. Потемкиным. При выделении стадий в развитии палеоводоемов, в частности морского микулинского, довольно надежные результаты дает пыльцевой анализ.

При палинологических исследованиях нам оказывались консультации в палинологической лаборатории отдела палеогеографии Института географии АН СССР — В. П. Гричуком, М. Х. Моносзон, Э. М. Зеликсон, за что автор выражает им глубокую благодарность.

Техническая обработка материала производилась лаборантами Т. П. Масловой и Е. Б. Алексеевой. Т. П. Маслова, кроме того, была участником всех полевых исследований.

Чертежные работы выполнялись Т. П. Масловой, Е. Б. Алексеевой и сотрудниками чертежного бюро Института геологии.

Автор считает приятным долгом выразить искреннюю признательность всем лицам и организациям, участвовавшим в работах или способствовавшим их осуществлению.

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследуемые разрезы находятся на юге Карелии и сопредельной с ней территории Архангельской обл. (рис. 1). По схеме физико-географического районирования СССР (1969), юго-западная часть территории входит в состав Карельской провинции Фенноскандии, или Балтийского щита, остальная расположена на севере Русской равнины. Балтийский щит сложен древнейшими образованиями: породами архейского комплекса — беломоридами (гнейсы и гранитоиды, прорванные интрузивными образованиями) и протерозойским комплексом карелид; разнообразными по составу осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями — кварцитами, вулканитами, диабазами, сланцами и т. д. (Кратц, 1963). Преобладающее простирание складчатых структур, сложенных этими породами, — северо-западное. Структуры разбиты трещинами, нередко глубокими и широкими. Сочетание складчатого основания с системой трещин, грабенов и горстов создает сложное построенное структурно-грядовый рельеф, сильно измененный в результате длительной денудации. Разрезы Васильевский Бор, Верхняя Видлица, Олонец, Петрозаводск, изученные нами, приурочены к окраинным участкам Ладожского и Онежского сложных грабенов, размещенных на границе щита и Русской плиты. По А. Д. Лукашovu (1976), время заложения этих грабенов, как и Беломорского, относится к позднему докембрию. Унаследованное развитие их продолжалось в течение всей геологической истории, вплоть до наших дней.

К востоку от Карелии кристаллический фундамент погружен под платформенный чехол осадочных пород палеозоя. Мощность чехла до 8—9 км (Дедеев и др., 1969). Комплекс осадочной толщи палеозоя имеет моноклинальное залегание и представлен в полном объеме. Его слагают морские, лагунные и континентальные образования: известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты и т. д. В современном структурном плане территории из крупнейших, надпорядковых, структур В. А. Дедеев с соавторами выделяют Сафоновский прогиб, Вашкинский свод, Пинежскую впадину, Северодвинский прогиб с Вагской депрессией. В районе Белого моря крупнейшими структурами являются: Онежский вал (горст), Кулойский свод (блок), поднятие Ветреного пояса и разделяющие их прогибы (грабены) Онежской и Северодвинской губ Белого моря с низовьями рек Онеги и Сев. Двины и т. д.

Структурные элементы территории были подвергнуты длительной доледниковой, а затем ледниковой и межледниковой денудации. В современной орографии север Русской равнины представляет собой платообразную многоярусную поверхность в виде расчлененных эрозией и абразией останцовых денудационных межводораздельных массивов,

контуры которых зачастую совпадают с контурами структур. По высотным отметкам в Карелии выделяются: Западно-Карельская возвышенность (до 417 м), кряж Ветренный пояс на границе Карелии и Архангельской обл. (до 320 м) и Олонекская возвышенность (до 350 м) на юге Карелии. Основу современной орографии в Архангельской обл. составляют: Беломорско-Кулойское плато между устьями рек Мезени и Сев. Двины (более 100 м абс. выс.), совпадающее с контурами Кулойского свода, и Вашкинский свод в междуречье Онеги и Сев.

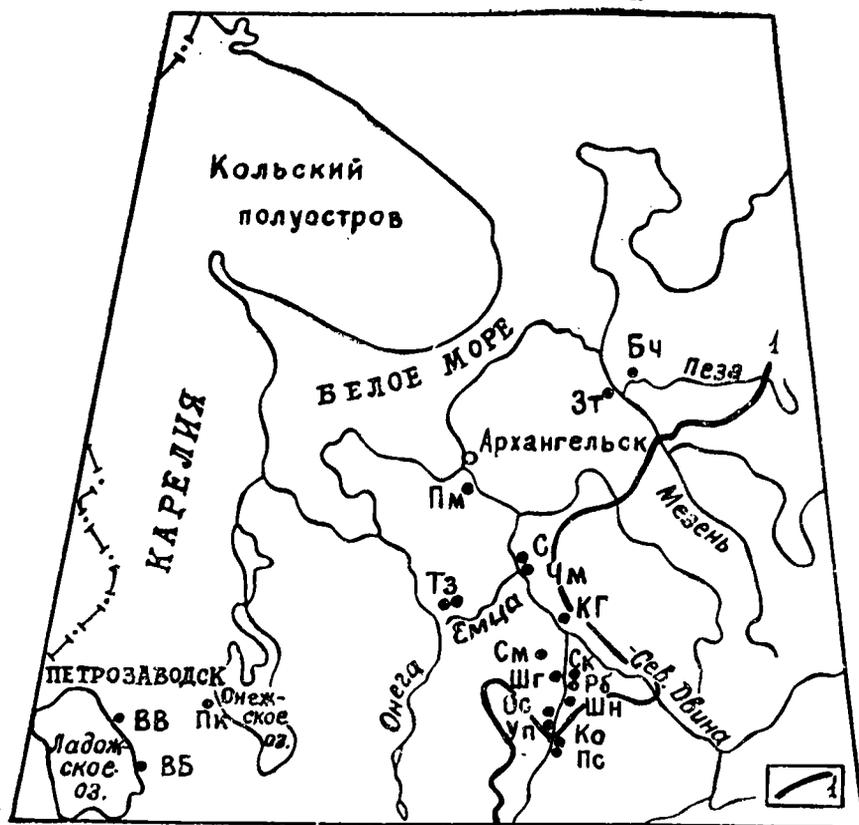


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов.

1 — граница последнего оледенения. Разрезы: ВВ — Вас. Бор, ВВ — В. Видлица, Пк — Петрозаводск, Пс — Пасьва, Ко — Колешка, Ул — Усть-Паденьга, Ос — Осинское, Шн — Шенкурск, Рб — Райбола, Ск — Смотряковка, Шг — Шеговары, См — Сюма, КГ — Красная Горка, Тз — В. Телза, Чм — Челмохта, С — Сия, Пм — Первомайский, Зт — Затон, Бч — Бычьё

Двины—Пинеги—Мезени (с гипсометрическими отметками до 230—250 м). Возвышенности водоразделов разобцены понижениями, в которых заложены современные речные долины. Понижения вдоль современных северных рек — Онеги, Сев. Двины, Мезени — с притоками выработаны на продолжении заливов Белого моря и структурно обусловлены. Но вместе с тем создание их, по-видимому, подчинялось тем же законам, по которым шло образование внутриконтинентальных понижений, например, на северном продолжении Черного и Каспийского морей. По Ю. А. Мещерякову (1972), образование таких понижений шло параллельно с формированием морских водоемов, которые служили базисом эрозии для внутреннего стока на протяжении всей чрезвы-

чайно длительной истории морей. Не исключено, что на образовании понижений по линии р. Выг—Онежское озеро—Шуйская низина—Ладога, кроме тектоники, также сказалось влияние внутриконтинентального стока как доледникового периода, так и эры великих материковых оледенений. Склоны, ограничивающие понижения, имеют характер пологих, террасированных скатов, но местами, например к северу от пос. Ярнема в бассейне р. Онеги, или на правом берегу р. Сев. Двины, в междуречье Сев. Двины—Пинеги, склоны абразионные. Внутриконтинентальные понижения рассекают толщу палеозоя и, имея общую северо-западную ориентировку, полого покаты и открыты к Белому морю. В крупных понижениях выделяются понижения второго порядка. Например, на продолжении Онежской губы Белого моря, вдоль р. Онеги, можно назвать Нижнеонегорское, Среднеонегорское с ответвлением в долину р. Моши и Верхнеонегорско-Лачинское. Соответственно в долине Сев. Двины выделяются Нижнесеверодвинское понижение и ответвления Северодвинского в долины рек Покшеньги, Емцы, Ваги и др. В аналогичные понижения врезаны долины рек Пинеги, Кулой, Мезени с Вашкой и Пезой.

Внутриконтинентальные понижения, рассеченные древними эрозионными врезами, и древние озерные котловины являются областями наиболее мощного накопления осадков в плейстоцене. На Балтийском щите особый интерес в этом отношении представляют Шуйская низина, район Петрозаводска, юг Онежской котловины и Приладожье, где, по данным И. М. Экмана (цит. по: Апухтин, Краснов, 1967), мощность отложений нередко составляет 70—180 м и более. В полосе стыка щита и Русской плиты толща осадков доходит до 150 м, разрез наиболее полный: от нижнего до верхнего плейстоцена включительно. В Северодвинском и Онежском понижениях мощность осадков колеблется от 20 до 80—125 м в зависимости от геоморфологических условий. Это видно, например, по разрезам скважин, разбуренных партией З. И. Сухоруковой в бассейне р. Сев. Двины: в Емецке (43,6 м), в д. Б. Гора (44 м), Усть-Пинеге (43 м), пос. Белое Озеро (36,8 м), с. Долматово (23,65 м), пос. Нонозеро (82 м), Шеговарах (48 м), Шенкурске (60,5 м), Смотраковке (86 м). В районе Архангельска (Плешинцева, 1972) мощность осадков более 100 м. Областью мощного осадконакопления четвертичных отложений является Сафоновский прогиб на р. Пезе, где, по данным А. Е. Трениной, в д. Сафоновской разрез включает 118-метровую толщу, состоящую из московской и днепровской морен, отложений одинцовского и лихвинского межледниковий.

В переуглублении внутриконтинентальных понижений весьма существенную роль сыграли оледенения, подвергнув их ледниковому выпахиванию, так как ориентировка понижений совпадала с преобладающим направлением движения скандинавских льдов. Большое моделирующее значение имели также межледниковые морские трансгрессии, ингрессируя в глубь континента по уже созданным понижениям и образуя в них глубокие заливы на продолжении заливов Белого и Баренцева морей. Процесс некоторого преобразования рельефа был продолжен в валдайское, позднее- и послевалдайское время; понижения были ареной сменяющих друг друга озерно-ледниковых и озерных бассейнов. Но первоосновой в расчленении палеозойского плато в целом все-таки была доледниковая речная эрозия. Следы древней гидрографической сети, врезанной в понижения, широко известны в бассейнах рек Онеги и Сев. Двины. Отметки дна продолин в низовьях Онеги на 70—85 м, в низовьях Сев. Двины на 80—90 м, в низовьях р. Ваги на 30—50 м ниже уровня моря и т. д. Древние эрозионные врезы заполнены четвер-

тичными осадками, обычно с московской мореной или микулинскими осадками в основании. Однако это не значит, что речная сеть была создана в среднечетвертичное время. По широко известному мнению (Поверхности выравнивания..., 1974), максимальному расчленению территория материковых оледенений была подвергнута в неогене. Резкие колебания в мощностях осадков плейстоцена характерны для междуречий: от 2,5—5 м на выложенных участках до 50—100 м в краевых зонах валдайских льдов.

По Ладожскому, Онежскому и Беломорскому грабенам в последнюю ледниковую эпоху были ориентированы лопасти Ладожского, Онежско-Карельского и Беломорского ледниковых потоков. Ледораздел между ними проходил по Олонецкой возвышенности и кряжу Ветреный пояс (Структура и динамика..., 1977). На территорию Архангельской обл. во время максимума валдайского оледенения скандинавские льды спускались в виде нескольких крупных ледниковых лопастей, которые были направлены по довалдайским понижениям и обтекали останцовые денудационные возвышенности в междуречьях Онеги, Ваги, Сев. Двины и Вашкинского свода (в междуречье Сев. Двины, Пинеги, Вашки, Мезени). Эти возвышенности создавали препятствие на пути движения льдов к югу и юго-востоку и были зонами формирования межлопастных ледниковых массивов: Нядомская возвышенность, межлопастные массивы в районе Ветреного пояса, на Онего-Ладожском, Онего-Двинском и Двино-Мезенском водоразделах. Почти вся территория, за исключением юго-восточной части к востоку от Вашкинского свода, к юго-востоку от пос. В. Тойма на Сев. Двине, а также к югу от Усть-Паденьги на Ваге, была под покровом льдов последнего оледенения.

Среди выходов отложений плейстоцена на территории последнего оледенения доминируют осадки, генетически связанные с ним: морена, флювиогляциальные, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения и комплекс голоцена. Выходы микулинских отложений, а иногда и подстилающей их морены московского оледенения, более редки и тем не менее многочисленны. Они приурочены к цоколям речных террас и встречены как в области последнего оледенения, так и за ее пределами. В скважинах эти осадки обычно залегают ниже уреза рек либо на уровне цоколя террас. Отложения древнее московского оледенения в естественных выходах в области последнего оледенения неизвестны, чрезвычайно редки они и в разрезах скважин. Основную часть наиболее интересных разрезов дают реки, врезанные во внутриконтинентальные понижения — Мезень, Пеза, Цебьюга, Она, Сев. Двина, Вага, Онега с притоком В. Телза и др. На территории Карелии осадки древнее валдайских залегают ниже современного уровня воды и вскрыты только буровыми скважинами (Петрозаводск, Олонец, Вас. Бор, В. Видлица и др.).

Воздействие оледенений, с одной стороны, сказалось в отсутствии на большей территории осадков древнее позднего плейстоцена, с другой — в хорошей сохранности отложений ледниковой, водно-ледниковой и озерно-ледниковой аккумуляции последней ледниковой эпохи. В течение последнего оледенения был создан сложный рельеф, который в одних случаях маскирует, в других — подчеркивает структурный план страны.

Наиболее характерный тип современного рельефа — ледниковый, водно-ледниковый, прибрежные морские равнины вдоль побережья Белого моря и озерно-аллювиальные на месте морских палеозаливов и палеозер, на побережье озерных котловин и в озеровидных расширениях крупных речных систем: Шуи, Выга, Олонки, Онеги, Сев. Двины и Мезени с притоками и др. Обновление эрозии в поздне- и послед-

никовое время привело к расчленению рельефа и созданию разветвленной речной сети, основой которой являются названные реки. Современной речной сетью зачастую наследуются и переуглубляются древняя гидрографическая сеть или озеровидные расширения на месте древних водоемов, а также ложбины стока талых ледниковых вод. Однако планировка речной системы чаще всего отличается от доледниковой.

В поперечном профиле крупных речных бассейнов Архангельской обл. прослеживается несколько террасовых уровней и абразионных уступов, но только четыре — три надпойменные и одна пойменная террасы — отмечены в прирусловой зоне. Третья, самая древняя, терраса с отметками 25—30 м над урезом воды — цокольная. Основная часть ее сложена коренными породами или осадками среднего — верхнего плейстоцена. Мощность покрова, состоящего из песков и алевритов озерно-аллювиального генезиса, незначительна (до 2—2,5 м), и покров неповсеместный; терраса размывается реками. Вторая терраса также эрозионно-аккумулятивная, относительная высота от 16 до 20 м. Иногда (Сев. Двина, Мезень, Онега) цоколь сложен коренными породами, но чаще осадками позднего плейстоцена. Покров аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений песчаного и песчано-алевритового состава постоянный, мощность от 2 до 7—10 м. Первая надпойменная терраса, 8—14 м отн. выс., аккумулятивная, реже эрозионно-аккумулятивная, главным образом мелкопесчаного, реже гравийно-галечного состава. Пойменная терраса, до 6 м отн. выс., хорошо развитая на реках севера Русской равнины, сложена песчаными, песчано-галечниковыми русловыми, торфянистыми и глинисто-алевритовыми пойменными фациями. Речные долины Карелии более молодые; надпойменных террас две. Пойменная терраса развита слабо. Но серия морских террас на побережье Белого моря и озерных террас на таких водоемах, как Онежское и Ладожское озера, отражает всю сложность истории территории в поздне- и послеледниковое время.

Территория находится в зоне умеренно континентального климата с мягкой зимой на западе и с холодной, снежной на востоке*. Среднегодовая температура января меняется от -10° в Карелии до -14° в верховьях Сев. Двины — низовьях рек Мезени — Пезы. Направление изотерм субмеридиональное. Количество осадков от 400 мм в низовьях рек Мезени — Пезы до 500 мм в год на остальной территории с выпадением 70—75% в теплый период (апрель — октябрь); максимум в июле — августе (примерно 150 мм), минимум в феврале (25—30 мм). Число дней со снежным покровом от 170—180 на большей части территории до 200 на северо-западе Карелии и в бассейне р. Мезени. Высота снежного покрова 60—70 см. Лето умеренно прохладное; среднегодовая температура июля колеблется от $+14^{\circ}$ на севере Карелии и в низовьях рек Мезени — Пезы до $+16-17^{\circ}$ на остальной территории. Направление изотерм субширотное. Длительность безморозного периода от 75 дней на северо-востоке (бассейн р. Мезени) и северо-западе (северо-запад Карелии) до 95—105 на большей части территории и до 120 в Приладожье. Суммарная солнечная радиация в январе 0,5, в июле 14. Преобладающее направление ветров в январе юго-юго-западное, в июле на основной части территории северное, но на юге Карелии юго-западное.

По составу растительности территория принадлежит к подзонам северо- и среднетаежных лесов с границей по широте оз. Сегозера в Карелии — нижнее течение р. Кожы (низовья р. Онеги) — низовья р. Емцы

* Сведения по климатическим характеристикам, почвам и составу растительности почерпнуты из «Физико-географического атласа мира» (1964).

(участок разрезов Сия, Красная Горка на Сев. Двине) — р. Пинега южнее пос. Карпогоры — перешеек Мезенской Петли. На более однородных почвах Карелии, сформированных на ледниковых, водно-ледниковых и озерных осадках главным образом песчаного, супесчаного и каменисто-валунного состава, растительный покров не столь мозаичен, как на территории Архангельской обл., и основной лесобразующей породой является сосна.

На глеево-подзолистых и подзолистых иллювиально-гумусных и болотных почвах северотаежной подзоны Карелии доминируют сосновые (*Pinus silvestris*), елово-сосновые редкостойные лишайниковые и зеленомошно-лишайниковые кустарничковые леса в сочетании с сосновыми редкостойными сфагновыми лесами и сосново-кустарничково-сфагновыми мезоолиготрофными аапа болотами. В западной Карелии и к северу от Беломорска это сочетание дополняют еловые редкостойные лишайниково-моховые леса с примесью сосны и березы и подлеском из *Betula papyrifera*.

В подзоне средней тайги на подзолах, подзолистых и болотных почвах к востоку от Онежского озера преобладают еловые (*Picea abies*, *P. obovata*) зеленомошные кустарничковые леса и еловые травяно-долгомошные и травяно-сфагновые леса. Второе место принадлежит сосновым и еловым зеленомошным кустарничковым лесам в сочетании с сосново-кустарничково-сфагновыми олиготрофными и осоково-сфагновыми мезотрофными болотами: район В. Видлицы, Олонца, Вас. Бора и т. д. Особенно широки площади этих лесов к северу и северо-западу от Сямозера. Далее по представительности следуют березовые и осиново-березовые (*Betula pubescens*, *B. pendula*, *Populus tremula*), зеленомошные травяно-кустарничковые и травяные, реже долгомошные и сфагновые, леса.

На более разнообразных по составу суглинистых, глинистых, супесчаных, песчаных породах, распространенных на территории Архангельской обл., сформированы столь же разнотипные почвы. Так, в северотаежной подзоне, характеризующейся высокой степенью заболоченности, глеево-подзолистые, подзолистые иллювиально-гумусные почвы сложно перемежаются с болотно-подзолистыми и торфяно-болотными. Такую же сложную мозаику образует на этих почвах растительный покров. И, тем не менее, явно доминируют еловые леса с примесью сосны и березы (*Picea abies*, *P. obovata*, *Pinus silvestris*, *Betula pubescens*, *B. tortuosa*), большей частью редкостойные с подлеском из *Betula papyrifera*, мозаичным лишайниково-моховым покровом и преобладанием гипоарктических видов. На таком общем фоне участок к северу от широтного отрезка р. Мезени и Онежский п-ов характеризуются господством редкостойных и березово-еловых лесов и обилием болот с соответствующим им типом растительного покрова. Наиболее сложной чересполосицей отличается растительный покров Беломорско-Кулойского плато и правобережье нижнего течения р. Пинеги, входящих в подзону северной тайги. На фоне доминирующей северотаежной растительности из редкостойных еловых лесов с примесью сосны и березы здесь есть участки среднетаежных лесов европейского типа чрезвычайно разнообразного состава, которые перемежаются с сосново-лиственничными лесами восточноуральского и западносибирского типов.

В подзоне средней тайги, в бассейне Сев. Двины с притоками выше устья р. Пинеги, в бассейне р. Онеги выше д. Чекуево, на доминирующих подзолистых почвах и подзолах произрастают главным образом еловые (*Picea abies*, *P. obovata*) зеленомошные кустарничковые, по преимуществу черничные и брусничные, леса с мелкотравьем. В отли-

чие от Карелии сосновые леса, местами с примесью ели и березы, приурочены в основном к борovým террасам в придолинных участках. Другая категория сосновых, но зеленомошных кустарничковых, долгомошных и сфагновых кустарничковых, лесов связана с заболоченными площадями. Для увлажненных же грунтов с болотно-подзолистыми (торфяно- и дерново-подзолисто-глеевыми почвами) характерны еловые леса из ели сибирской, преимущественно хвощово-сфагновые, осоково-долгомошные, кустарничково-долгомошные, а также травяно-долгомошные и травяно-сфагновые. В доминирующие еловые леса, главным образом на местах вырубок, вплетаются березовые и осиново-березовые (*Betula pubescens*, *B. pendula*, *Populus tremula*) зеленомошные травяно-кустарничковые и травяные, иногда долгомошные или сфагновые леса.

Растительный покров особенно разнообразен в долинах рек, где его определяют не только подстилающие породы и климат в целом, но и микроклиматические условия и интенсивное воздействие антропогенных факторов.

В состав растительности входят все основные эколого-географические группы: гипоарктическая (доминирует на севере), бореальная (преобладает на остальной территории), арктическая и арктоальпийская (преимущественно на севере). Их дополняют сибирские элементы. В зоне средней тайги, кроме того, представлена довольно обширная группа неморальных и неморально-бореальных видов (Флора Северо-Востока., 1974, 1976). Особую категорию видов составляют степные элементы, распространение которых ассоциируется с выходом коренных, главным образом карбонатных, пород. На таких участках нередко встречаются также арктические и арктоальпийские элементы (Федоровы, 1929; Юдин, 1938, 1963).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

В решении проблемных вопросов стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена мы опираемся на разрезы, которые были объектом изучения с середины прошлого столетия. Исследователей привлекала полнота геологической летописи, богатство и разнообразие комплексов фауны и флоры. Но по мере изучения все более дискуссионным становился вопрос о возрасте морских отложений так называемой бореальной трансгрессии, которые являются маркирующим горизонтом для севера Русской равнины, вскрыты на основной части территории (Лихарев, 1933; Лаврова, 1937, 1939, 1946, 1961; Жузе, Порецкий, 1937; Покровская, 1937 а, б, 1939; Рудовиц, 1947; Горецкий, 1949; Яковлев, 1956; Бискэ, 1959; Знаменская, Черемисинова, 1962; Девятова, 1961; Девятова, Лосева, 1964; Плешивцева, Гриб, 1965; Апухтин, Краснояред., 1967; Малаховский и др., 1969 и т. д.) и большинством исследователей относятся к микулинскому межледниковью. Применение радиоуглеродного датирования не только не способствовало уточнению стратиграфического положения осадков, но и приводило к омоложению возраста до среднего валдая (Евзеров и др., 1972). В связи с этим ставился под сомнение факт наличия микулинских отложений на севере Русской равнины. Противоречия в датировании межледниковых отложений сохраняются по сей день. Поэтому разрезы с отложениями бореальной трансгрессии были в центре внимания наших исследований.

Изученные разрезы находятся на восточной окраине Балтийского щита и сопредельной с ним территории (рис. 1). Большая часть их расположена в границах валдайского оледенения (Верхняя Видлица, Васильевский Бор, Петрозаводск, Верхняя Телза, Осиновское, Шенкурск, Райбола, Смотряковка, Сюма, Красная Горка, Сия, Первомайский, Шилега, Затон, Бычье), меньшая — за его пределами (Пасьва, Колешка). Разрезы приурочены к древним эрозионным врезам, депрессиям и котловинам. Ими охвачен полный объем верхнего плейстоцена, осадки которого залегают на морене или озерно-ледниковых ленточных глинах предшествующего оледенения.

РАЗРЕЗЫ РЕК ВАГИ И СЮМЫ

Объектами исследований на р. Ваге, левом притоке Сев. Двины, были разрезы группы Пасьва — Колешка, Осиновское — Усть-Паденьга, Шенкурск — Райбола (Усть-Поча) — Смотряковка, Сюма (рис. 1).

Разрезы приурочены к Вагской депрессии, наличие которой в современном рельефе подчеркнуто понижением в бассейне реки. Группы Пасьва — Колешка и Усть-Паденьга — Осиновское размещены в эрози-

онном врезе на склоне Северорусского (?) поднятия с выходом коренных пород в районе пос. Пасьва. Группа Шенкурск—Райбола—Смотраковка расположена в наиболее глубокой части домосковского эрозионного вреза в Вагской депрессии с отметками тальвега — 30—50 м. Максимальная мощность осадков с частичным выходом в береговых обрывах установлена в разрезах осевой части палеовреза (Смотраковка — около 86 м, Шенкурск — 60,5 м). По направлению к склонам мощность уменьшается до 48 м (Шеговары), а на выположенной поверхности Вагского понижения — до 10—15 м (Сюма).

В группе вагских разрезов основополагающее значение имеют Пасьва — Колешка. Остальные разрезы лишь дополняют их, способствуя уточнению отдельных моментов стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена. Разрезы этой группы находятся в среднем течении р. Ваги с хорошо разработанной долиной, в профиле которой прослеживается серия террас (рис. 2, а, б). Они вскрыты правобережным обрывом третьей надпойменной террасы ниже и выше руч. Колешки и одноименной деревни (рис. 3). На протяжении 5 км вскрыто несколько обнажений, которые отличаются друг от друга по строению и составу. Но в литературе и при геолого-съемочных работах они преподносятся как единое целое под названием «разрез Колешка». В связи с этим необходимо сформулировать основные признаки каждого из них:

Впервые выходы осадков, вскрытых ниже д. Колешки, были обследованы Н. Лебедевым, но более обстоятельно изучались Б. П. Лихаревым (1933). Он охватил исследованиями огромную площадь Вагского бассейна со всем разнообразием вскрытых в нем осадков, впервые четко сформулировал основные подразделения четвертичной толщи, выделив в ней нижнюю, рисковую, морену и межледниковые «двинские слои» бореальной трансгрессии как основу для корреляции с разрезами р. Сев. Двины. Ниже д. Колешки им были описаны пески (2 м) с раковинами морских моллюсков: *Hydrobia ulvae* Penn., *Cardium edule* L., *C. paucicostatum* Sow., *Cyprina islandica* L., *Macra elliptica* Brown., *Tellina* (*Macoma*) *baltica* L., залегающие на зеленоватой вязкой глине с примесью растительного детрита (0,7 м). Ниже следовали торф (до 0,4 м), песок (3 м), неслоистая темно-серая глина (до 2 м) и красно-бурая твердая грубая валунная глина (около 2 м). Над песками с фауной Б. П. Лихаревым были установлены желто-серые мелкозернистые пески без фауны и темно-бурая глина. Наличие морских осадков было отмечено им также выше д. Колешки. Но обстоятельнее изучались разрезы у д. Осиновское, в Шенкурске, Райболе, Смотраковке. С появлением работы Б. П. Лихарева в литературу впервые вошли представления о широком распространении морских отложений не только на р. Ваге, но и на ее левобережных притоках (р. Ледь с Тарней) и на р. Сюме.

Маршрут Б. П. Лихарева по рекам Ваге, Ледь и Сюме был частично повторен А. П. Жузе и В. С. Порецким (1937). Но в публикации они сделали основной акцент на разрезе выше д. Колешки, напротив д. Кулига, который нами именуется как разрез Пасьва. Он находится в 0,5 км ниже пос. Пасьва (и одноименного ручья), в 1,5 км выше руч. Колешка. В описанном ими разрезе сверху вниз выделены следующие компоненты: средnezернистый песок (2,5 м); темно-коричневая слоистая (ленточная) глина (2,5 м); желтовато-серые мелкозернистые пески (9,4 м) с прослоями, содержащими растительные остатки, количество которых возрастает с глубиной; сильно разложившийся древесный торф (0,6 м); голубовато-серая неслоистая глина (1,2 м); снова

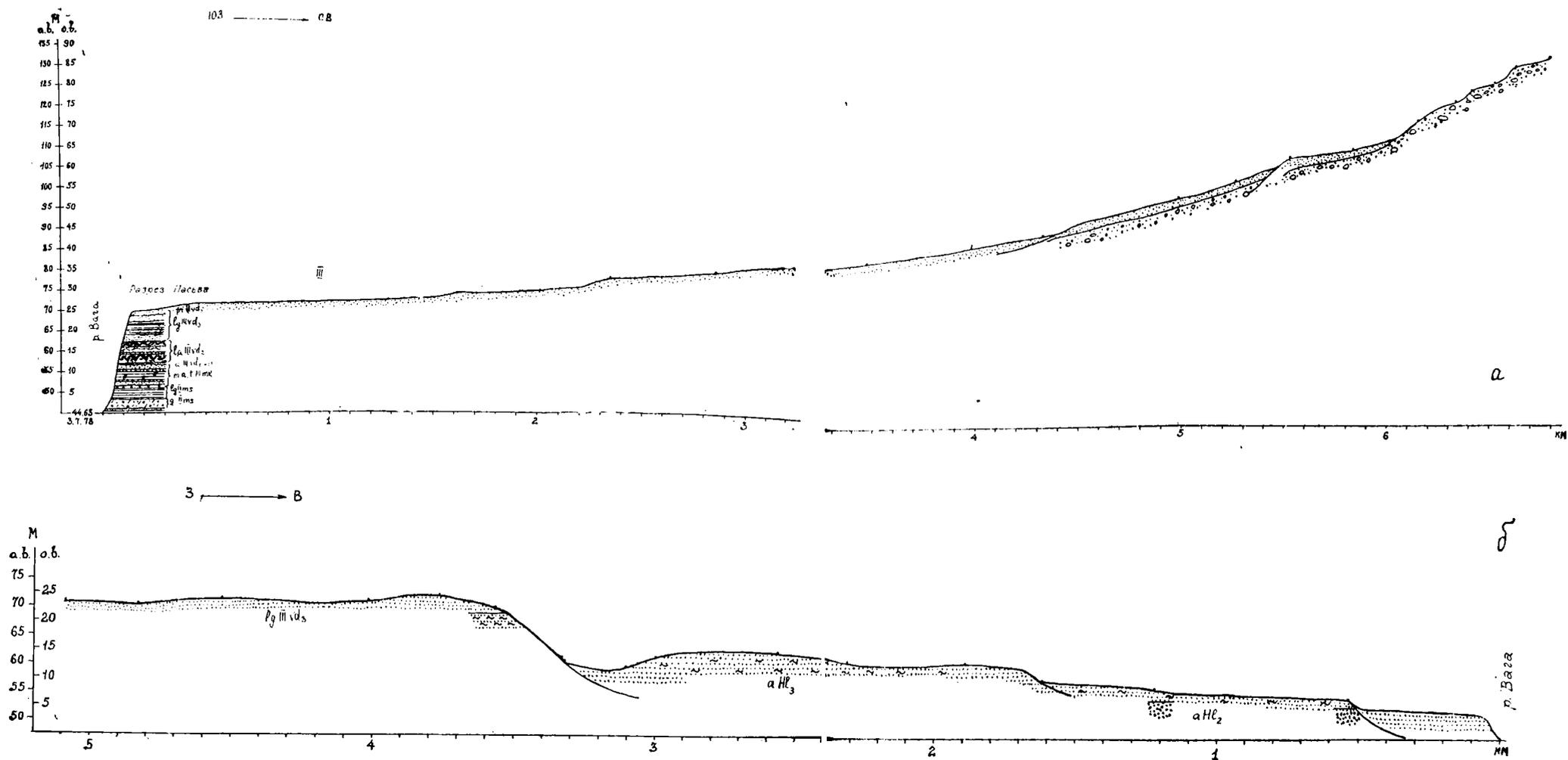


Рис. 2. Геолого-геоморфологические профили в окрестностях пос. Пасьява.
а — правый берег р. Ваги, б — левый берег

профили в окрестностях пос. Пасьява.
р. Ваги. Условные обозначения см. на рис. 4

сильно разложившийся древесный торф (0,25 м); желтый мелкозернистый песок (1,25 м); темно-серая глина (3,0 м); красно-бурая валунная глина (2,65 м).

Пески третьего слоя авторами сопоставлялись с песками слоев, содержащих фауну, в разрезе Б. П. Лихарева. Из-за краткости описания не уловимы черты отличия слоев, но отсутствие в слое 3 фауны уже создает очевидность разницы между разрезами. Общими являются слои голубовато-серой глины и торфа. А. П. Жузе и В. С. Порецким впервые тщательно изучена диатомовая флора, по составу которой был сделан вывод о морском генезисе голубоватых глин. Первая пыльцевая диаграмма этого разреза, подтверждающая межледниковый характер глин (и торфа) и возможность корреляции их с эемскими слоями, получена И. М. Покровской (1937а). Диаграмма, составленная позже В. П. Гричуком (1946) при повторной обработке сборов А. П. Жузе и В. С. Порецкого, дополняла и уточняла смену фаз растительности, установленную И. М. Покровской. Возраст осадков, по представлениям

В. П. Гричука, днепровско-валдайский. Ныне этот интервал всеми исследователями относится к микулинскому межледниковью. В схеме К. К. Воллосовича (1966) разрезы Колешки заняли иное стратиграфическое положение. Осадки бореальной трансгрессии, по его мнению, древнее микулинского межледниковья и синхронизируются с акчагыльской трансгрессией. Сборы К. К. Воллосовича по разрезам, вскрытым Вагой ниже д. Колешки (Колешка 2), были обработаны Э. И. Лосевой (1973); результаты привели ее к выводу о микулинском возрасте отложений. Разрезы группы Пасьява—Колешка были, в сущности, реперами при геолого-съёмочных работах, проводимых А. А. Атласовым, В. Е. Останиным, Н. Б. Левиной. Совпадение данных по составу диатомовой флоры и малакофауны с пыльцевыми анализами, выполненными на современном уровне, придали разрезам еще большую стратиграфическую значимость. Но в этих работах была повторена ошибка А. П. Жузе и В. С. Порецкого о синхронности песков верхней части разрезов собственно Колешки с разрезами Пасьява, а из-за больших интервалов

в отборах проб пыльцевые диаграммы не имеют ярко выраженного миккулинского типа.

Верхнеплейстоценовые отложения, вскрытые третьей надпойменной террасой р. Ваги ниже д. Колешки, впервые изучались автором в 1959 г., но материалы не были опубликованы. В результате многолетних работ стало ясно, что разрезы группы Колешка — Пасьва имеют более сложное строение, чем казалось ранее, и каждый из них занимает вполне определенное место в стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена.

Разрез Колешка 2, изученный нами (рис. 3), находится в 1 км ниже руч. Колешка и сверху вниз имеет следующее строение:

	мощн., м
lgIIIvd ₃	1. Глина коричневатая-серая, ленточнослоистая, ленты более широкие (до 1,5 см) вверху и более тонкие (0,3—1 см) книзу 4,35
lgIIIvd ₃	2. Песок коричневатый-серый, мелкозернистый, хорошо отмытый, косослоистый 0,30
lgIIIvd ₃	3. Глина коричневатая-серая, ленточнослоистая, в основании переслаивается с коричневатой-серым песком. Контакт четкий 1,25
a—IIIvd ₂	4. Песок коричневатый-серый, мелкозернистый, косослоистый, с примесью гравия и мелкой гальки. Контакт со слоем 5 четкий, контур неровный 2,20
mIIImk	5. Песок пылеватый, желтоватый, хорошо отмытый, с горизонтальными прослойками песка мощностью 8—10 см, переполненными ракушечным детритом, в котором встречены целые створки <i>Cardium edule</i> L. (преобладает), <i>Masoma baltica</i> L. и др. На контакте со слоем 6 обильна примесь крупнозернистого песка и гравия. Контакт четкий 2,20
mIIImk	6. Глина голубоватая-серая, комковатая, с обильными углисто-черными растительными остатками, вверху переслаивается с пылеватым песком. Контакт четкий 1,25
tIIImk	7. Торф буровато-черный, плотно спрессованный, совершенно разложившийся. Контакт четкий 0,15*
l(?) + m(?) IIImk	8. Гравийный песок серый, с примесью гальки. Контакт четкий 0,15
lgIIImk	9. Песок серый, мелкозернистый, косослоистый, с примесью гравия и гальки. Контакт четкий, резкий 2,20
lgIIImk	10. Глина ленточнослоистая, вверху буровато-коричневая, книзу коричневатая-серая 2,45
gIIImk	11. Красновато-бурый валунный суглинок с обильным гравийно-галечным материалом местных осадочных пород 1,0 и ниже

Расчистка совпала с наиболее полно описанным разрезом Б. П. Лихарева. Аналогичный разрез демонстрировался участникам полевого семинара Международной программы геологической корреляции.

Несколько иной литологический состав осадков был вскрыт Колешкой 1 в 1974 г. в 1,5 км ниже д. Колешки (Девятова, Пуннинг, 1976).

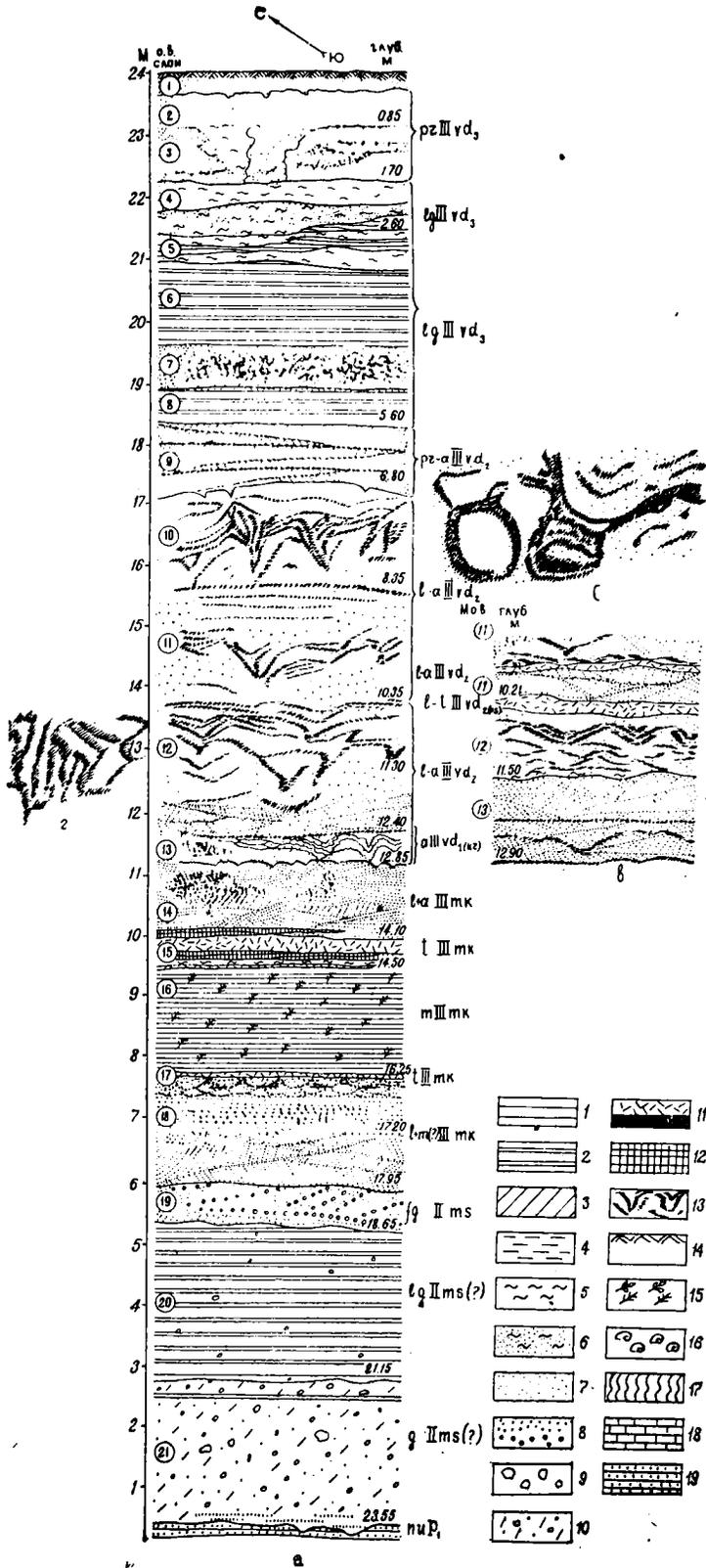


Рис. 4. Разрез Пасьява, 1978 г.

а — основная расчистка, б — фрагмент слоя 10 (явления криогенеза в плане); в — фрагмент осадков между слоями 11 и 12, вскрытых в других расчистках; г — фрагмент слоя 12 (вид в плане); 1 — глина, 2 — ленточнослоистая глина, 3 — суглинок, 4 — супесь, 5 — алевроит, 6 — песок алевроитовый, 7 — песок, 8 — гравий и галька, 9 — валуны, 10 — валунный суглинок, 11 — торф, 12 — гиттия, 13 — явления криогенеза, 14 — задержанный слой, 15 — растительные остатки, 16 — малакофауна, 17 — осыпь, оползая, 18 — известняки, 19 — пески нижнеустьинской свиты (пермь)

Новым компонентом является пачка глинистого алевроита в основании разреза. Гипсометрически она залегает на уровне нижнего слоя ленточных глин и морены в разрезе, изученном нами в 1959 г. (рис. 3; Колешка 4). Морской генезис глинистого алевроита определен по присутствию в нем морских видов фауны: *Mosoma baltica* L., *M. calcarea* Chemn., *Mytilus edulis* L. и др. Пыльцевой анализ показал, что нижняя часть слоя накапливалась в фазу березы, а верхняя — в фазу сосны. Причем состав пыльцы в глинистом алевроите и флористическая характеристика обнаруживают максимум общего с фазами формирования торфа, залегающего под морскими глинами, вскрытыми серией расчисток выше по течению Ваги (рис. 3; Колешка 2—4). Возраст Колешки 1 трактовался автором ранее как средневалдайский. Основанием для этого послужила серия датировок и отсутствие четкости комплексов в пыльцевой диаграмме из-за большого переотложения пыльцы.

По составу и залеганию глинистые алевроиты сходны с нижней частью разрезов, изученных К. К. Воллосовичем, но проанализированных Э. И. Лосевой (1973) (рис. 3; Колешка 2). По Э. И. Лосевой, осадки нижнего слоя аккумуляровались в прибрежно-морских условиях с некоторым опреснением (количественно доминируют *Nitzschia navicularis* и *Melosira sulcata*), а верхняя часть его накапливалась в условиях опреснения (максимум дает пресноводная форма *Melosira agenaria* — 20,8%), напротив, ряд морских видов исчезает. Наиболее благоприятный температурный режим, увеличение глубины и солёности отмечаются при аккумуляции средней части пачки. Доминируют *Nitzschia navicularis*, *Melosira sulcata*, *Podosira glacialis*, *Consinodiscus granulosus* и др.

Разрез Пасьва, как было сказано выше, вскрыт на правом берегу в цоколе третьей надпойменной террасы р. Ваги, в 1,5 км выше д. Колешки и 0,5 км ниже пос. Пасьва. В результате ежегодно меняющейся активности боковой эрозии было выявлено несколько обнажений (рис. 3; Пасьва 1—5). Разрез, продемонстрированный участникам полевого семинара Международной программы геологической корреляции, дает наиболее полное представление о составе осадков (рис. 4):

	мощн., м
ргIIIvd ₃	1. Песок алевроитовый, белесо-серый, вверху задернованный 0,30
ргIIIvd ₃	2. Песок алевроитовый, желто-бежевый, хорошо отсортированный, с пятнами и желваками ожелезнения. Контакт с подстилающими осадками четкий 0,65
ргIIIvd ₃	3. Песок мелкозернистый, серо-бежевый, полосчатослоистый, хорошо отмытый, на всю мощность рассечен притупленными к низу клиньями, заполненными серым алевроитом с прослойками коричневого. Слоистость направлена внутрь клина. Контакт четкий 0,85
lgIIIvd ₃	4. Алевроит песчанистый, темно-бежевый, с прослойками коричневого алевроита и глины 0,80
lgIIIvd ₃	5. Глина мелкокомковатая, темно-серая, переслаивается с темно-серым алевроитом. Нижний контакт четкий 0,40
lgIIIvd ₃	6. Глина ленточнослоистая, темно-серая 1,30
	7. Песок серый, мелкозернистый, сыпучий, перекрестнослоистый 0,65

lgIIIvd ₃	8. Глина коричневатая, ожелезненная, мелкокомковатая. На выветрелой поверхности видна тонкая горизонтальная слоистость. Контакт четкий, резкий	0,40
pr-aIIIvd ₂	9. Песок мелкозернистый, зеленовато-серый. Перекрестнослоистые пачки (12—20 см мощн.) срезаются горизонтальными плоскостями. Контакт четкий, с размывом, фестончатый. Местами на контакте имеется примесь крупнозернистого гравийного песка. Галька рассеяна	1,20
l-aIIIvd ₂	10. Песок мелкозернистый, полосчатослоистый, в кровле белесо-серый, ниже светло-серый, слегка зеленоватый, пронизан формами криогенеза в виде невысоких (45—50, редко 90 см) клиньев, шириной в кровле 25—35 см. Нередко клинья соединены в верхушечной части и проекция их в плане образует полигональную сеть. Клинья заполнены коричневато-бурым алевритовым песком, иногда с примесью гравия. Слои загнуты внутрь клина. Контакт четкий, с размывом	1,75
l-aIIIvd ₂	11. Песок мелкозернистый, светло-серый, хорошо отмытый, сыпучий, с горизонтальными прослойками более темного серого песка (1—3 см). На глубине 9,2—10,0 м наблюдаются несколько слабее выраженные явления криогенеза (?) в виде карманообразных или слегка удлиненных клиновидных форм, заполненных темно-коричневым, иногда почти черным, алевритом, переслаивающимся с бежевым, серым и голубовато-серым. Контакт с размывом	2,0
l-aIIIvd ₂	12. Песок алевритовый, бежевый, переслаивается с темно-коричневым и сажисто-черным алевритом, в кровле наблюдаются микроскладчатые смещения слоев, ниже песок пронизан сериями складок разной высоты, протяженности, формы, вогнутая часть складок книзу нередко заканчивается заостренным или притупленным клином. Слоистость повторяет форму складок (явления солифлюкции или криогенеза?). Контакт четкий	до 0,85
l-aIIIvd ₁ (kr)	13. Песок алевритовый, серо-бежевый, субгоризонтально-слоистый (контур слоев волнистый), с тонкими прослойками песка темно-серого и серого. На нижних 65—70 см песок смят в более пологие складки, чем в слое 12. Местами прослеживаются узлы, карманы и широкие, короткие, притупленные клинья, заполненные сажисто-черным гумусированным алевритом. Контакт четкий, фестончатый, с размывом	до 1,65
l-aIIImk	14. Песок мелкозернистый, сыпучий, желто-бежевый, местами ржаво-желтый, перекрестнослоистый, с примесью гравия и мелкой гальки, увеличивающейся к подошве	до 1,35

l+tIII _{mk}	<p>15. Органогенный слой, состав которого сверху вниз следующий: а) 25—30 см — сильно уплотненный, совершенно разложившийся сажисто-черный древесный торф, в котором встречается уплощенная древесина; без четкого контакта торф переходит в б) гиттию черную с коричневатым оттенком (16—18 см); местами наблюдаются также горизонтальные линзовидные прослойки серого алевритового песка; в) алеврит глинистый комковатый, гумусированный (10 см), от черного до желто-серого. Иногда над выдержанным пластом торфа прослеживаются тонкие (2—3 см) линзовидные прослойки гиттии. Мощность органогенного слоя варьирует от 5 до 75 см. Органогенные осадки пронизаны трещинами, заполненными мелким песком . . .</p>	0,52
mIII _{mk}	<p>16. Глина голубовато-серая (в сухом виде зеленовато-серая), сверху комковатая, рыхловатая с обильными растительными остатками, в составе которых доминирует тростник; к основанию слоя очень плотная с менее обильными растительными остатками. В расчистке 1978 г. в глине на расстоянии 20 см от подошвы обнаружен кусок древесины (вяза?). В подошве глины переходят в серый алеврит, который горизонтально переслаивается с гумусированным алевритом . . .</p>	1,65
tIII _{mk}	<p>17. Торф сажисто-черный, древесный, сильно уплотненный, листоватый. Местами выклинивается, но иногда мощность его увеличивается до 12 см, а в выходах ниже д. Колешки — до 40 см (рис. 3; Колешка 3). Контакт четкий . . .</p>	0,08
l—m(2)III _{mk}	<p>18. Песок алевритовый серый, линзовидно-слоистый сверху и перекрестнослоистый книзу. В верхних 25 см прослеживаются горизонтальные прослойки черно-серого гумусированного песка с растительным детритом . . .</p>	1,4
lgII _{ms}	<p>19. Песок мелкозернистый, ожелезненный, ржаво-желтый, перекрестнослоистый, с линзами и прослойками серого и серо-бежевого песка с примесью гравия и гальки, доля которых увеличивается к приконтактной зоне. Контакт четкий, резкий . . .</p>	0,7
lgIII _{ms}	<p>20. Глина ленточнослоистая, коричневатосерая (в расчистке 1974 г. в глинах установлена линза валунного суглинка; рис. 3; Пасьва 2). Контакт четкий . . .</p>	2,5
gIII _{ms}	<p>21. Суглинок валунный, красно-бурый, с обильной примесью гравийно-галечного материала, в кровле с горизонтальным прослоем голубой глины, в приконтактной зоне с ярко выраженными текстурами захвата подстилающих песков и «растаскивания» . . . Ниже ярко-желтые пермские пески нижнеустынской свиты.</p>	2,4

В морене (слой 21) встречено небольшое число зерен пыльцы и спор плохой сохранности. Доминирует дочетвертичный комплекс (рис. 5). В сущности, сходную картину дают ленточные глины слоя 20. Но, возможно, часть пыльцы (*Betula sect. Albae*, *B. papa*, *Alpaster fruticosus*, *Ephedra*, *Eurotia ceratoides* и др.) синхронна осадкам. Тем более это можно сказать о комплексе, установленном в песках слоя 19. По преобладанию пыльцы трав и кустарничков в общем составе и берез в группе древесных пород (до 78%) палинокомплекс, как и охарактеризованные им осадки, может быть отнесен к позднеледниковью.

В подошве ленточных глин (слой 20) А. П. Жузе и В. С. Порецким (1937) было установлено небольшое число экземпляров морских видов диатомей: *Melosira sulcata*, *Coscinodiscus lacustris*, *Actinocyclus Ehrenbergii*+var., *Biddulphia aurita* и неопределенные обломки. На основании этих находок был сделан вывод о морском генезисе глин. В ленточных глинах и морене нами встречена пыльца *Quercus* sp., *Tilia* sp., *Carpinus* sp., а в кровле ленточных глин — отличной сохранности спора *Opoclea*. Текстурные особенности глин, незначительное количество микрофоссилий и высокая степень переотложения пыльцы, приуроченность находок диатомей к приконтактовой зоне с мореной дают основание для пересмотра выводов А. П. Жузе и В. С. Порецкого. Диатомовая флора, как и часть пыльцы, вполне может быть переотложена из осадков предшествующего межледниковья.

Состав отложений, залегающих на ленточных глинах с размывом (слой 19), существенно иной. Изменилась фациальная обстановка в аккумуляции осадков, но климатические условия, о чем свидетельствует мало изменившийся палинокомплекс, остались теми же. Басейн р. Ваги по-прежнему находился в перигляциальной зоне московского оледенения.

Время накопления основной части слоя 18 соответствует палинозоне KA_1 с максимумом пыльцы ели (до 50%)*. Но здесь же доминирует пыльца группы трав и кустарничков (до 68%), в составе которых наряду с мезофитами из группы разнотравья и осок мы видим обилие маревых (до 40%). Характерно также присутствие пыльцы эфедры, до 15% ивы и до 10% кустарниковых берез, а также лиственницы. Сочетание лесных видов резко различных экологических условий с ксерофитами и галофитами свидетельствует о том своеобразии растительности, которое могло сложиться в природных комплексах на рубеже позднеледниковья и межледниковья. Присутствие *Salicornia herbacea* в составе маревых может быть признаком близости береговой линии моря.

Верхняя половина слоя 18 также накапливалась в обстановке, которую вряд ли можно классифицировать как межледниковую (палинозона KA_2). Количественно группа трав и кустарничков сократилась до 25%, но состав изменился: доминирует пыльца полыни. В группе древесных преобладающей стала пыльца березы. Одновременно увеличилось содержание пыльцы кустарниковых форм (до 15%).

Явные признаки потепления с формированием растительности лесного типа наметились с палинозоны KA_3 , соответствующей слою 17. Эта палинозона выпала из диаграммы Пасьва 2 (рис. 5) из-за недостаточной детальности опробования пласта торфа, мощность которого

* KA — условный региональный индекс пыльцевых зон для разрезов Карелии и Архангельской обл., которые входят в более обширный Онего-Мезенский историко-флористический регион, выделенный В. П. Гричуком (1973) на основании особенностей изменений флоры и растительности в плейстоцене.

здесь минимальная — 8 см (в 1,5 км ниже д. Колешки — до 40 см), но очень хорошо представлена на диаграмме Пасьва 1 (рис. 6). По сокращению количества трав и кустарничков с одновременным нарастанием пыльцы древесных пород, в составе которой преобладающей становится сосна (до 70%), по снижению количества пыльцы кустарниковых берез и доминированию осок и злаков вместо маревых и полыней растительность палинозоны КА₃ может быть классифицирована как межледниковая. Она сходна с современной в среднетаежной зоне (см. выше). Светлохвойные породы и сопутствующие им злаки и разнотравье преобладали.

Время накопления глин слоя 16 характеризуется палинозой КА₄. Ее начало соответствует эмпирической границе пыльцы древесных широколиственных пород, а завершение — рациональной границе лещины и ольхи. Общее высокое содержание древесных пород (до 75%), преобладание сосны (до 73%), большая примесь ели (до 27%) и древесных широколиственных пород (до 15%), в составе которых доминирует пыльца дуба (до 14%), создают достаточно яркое представление об олигодоминантных хвойно-широколиственных лесах.

Малозаметные визуальные признаки фациальных изменений в составе осадков (большее насыщение их растительным детритом в верхней части слоя) чрезвычайно четко фиксируются составом диатомовой флоры. Нижняя часть слоя 16 имеет совершенно очевидный морской генезис. Из 71 формы диатомей, установленных в осадках А. П. Жузе и В. С. Порецким (1937), 91% составляют морские и солоноводные, 8% — пресноводно-солоноводные и только 1% — пресноводные виды. Особый интерес представляют бореальные и умеренно атлантические виды, не обитающие в настоящее время в Белом море: *Coscinodiscus Nauckii* Gr., *Actinocyclus nebulosus* M. P., *Tropidoneis elegans* W. SM., *Navicula forcipata* var. *nummularia* Greg., *N. humerosa* var. *constricta* Cl., *N. palpebralis* var. *minor* Gr. Из арктических установлено всего три формы: *Grammatophora arcuata* Echr., *Fragilaria oceanica* Cl., *Rhabdonema minutum* Ktz. Литоральные формы доминируют над пелагическими, и этот признак, по заключению А. П. Жузе и В. С. Порецкого, указывает на аккумуляцию осадков в прибрежной зоне морского водоема. К аналогичному мнению пришла Э. И. Лосева (1973), изучавшая разрез по нашим сборам. Ею же сделан вывод о накоплении верхней части слоя в пресноводном водоеме. С выводами Э. И. Лосевой, А. П. Жузе и В. С. Порецкого хорошо согласуется направленность кривых маревых (до 40% в интервале максимума морских диатомей) и полынных (до 12%). По-видимому, большую часть их составляют прибрежно-морские, галофильные виды. Нами из них определены *Salicornia herbacea* и *Salsola kali*, ныне широко распространенные на морском побережье Карелии и Архангельской обл. Наличие ксерофильных видов в палинокомплексе КА₄ (*Eurotia ceratoides*, *Erihedra* и др.) вряд ли можно считать противоречивым явлением. Это реликты позднеледниковой эпохи и как кальцефилы они могли сохраниться в прибрежно-морской зоне.

Слой 16 и его аналоги, прослеженные как выше, так и ниже Колешки, являются основой для увязки разрезов группы Пасьва — Колешка (рис. 3). Еще более надежный коррелятив — пласт органогенных осадков, залегающих над глиной (слой 15 в разрезе Пасьва), установленный в большинстве разрезов этой группы (рис. 3—6). Мощность его изменчива, по-видимому, вследствие последующего размыва. Пыльцевой анализ показал, что органогенные отложения накапливались в течение довольно длительного времени. В развитии растительности им соответствуют четыре фазы, охарактеризованные четырьмя

пыльцевыми зонами: КА₅—КА₈. Основные признаки первой из них — КА₅: количество древесных широколиственных пород достигает 10%, при содержании дуба до 4%, нарастание лещины до 13% и ольхи до 53% и первый их максимум в этой зоне (рис. 5, 6). Здесь же постоянно присутствуют споры *Osmunda cinnamomea*. Растительность зоны КА₅ можно рассматривать как фазу хвойно-широколиственных лесов. Но в этих лесах травянистые березняки представлены более широко, чем в фазу, соответствующую зоне КА₄. Основные особенности палинозоны КА₅ сохраняются в палинозоне КА₆, которую характеризует постоянство пыльцы неморального комплекса (дуба до 7%, вяза до 3%, лещины до 16%), нарастание ольхи до 65%. Но в зоне КА₆ более стабильна примесь пыльцы граба, более разнообразна группа разнотравья, повысилась содержание пыльцы ели (до 20%), которой вторит нарастание *Ericales* (до 26%). По-видимому, климат становился более влажным, что повлекло за собой увеличение доли мезофильных элементов в составе хвойно-широколиственных лесов на р. Ваге. Роль мезофильной растительности повысилась в эпоху, синхронную палинозоне КА₇ — максимума граба (до 3%), пихты (до 4%) и *Osmunda* (до 40%) и нарастания ели до 38%, а вересковых до 36%. Но примесь пыльцы древесных широколиственных пород к концу зоны сократилась до 2%: шел процесс вытеснения широколиственных лесов хвойными.

В фазы, синхронные зонам КА₅—КА₇, накапливался древесный торф, а в фазу, соответствующую зоне КА₈, — осоково-сфагновый. Это видно как по резкому выступу кривой *Sphagnales* на рубеже палинозон КА₇—КА₈ и общему нарастанию группы спор, так и по соотношению основных компонентов в группе травяно-кустарничковых пород. Палинозону КА₈ по обилию пыльцы ели (30—42%) можно оценить как зону верхнего максимума ели. Что касается большой примеси пыльцы сосны (до 50%) и общих соотношений компонентов внутри группы трав и кустарничков (*Ericales*, *Superaceae*, *Gramineae*, *Varia*) и споровых растений, то изменения в их составе характеризуют не только общие закономерности в смене зонального типа растительности; они сопряжены с процессом саморазвития болота (в котором шло накопление торфа) в условиях повышения общей влажности. Четкость рубежа в накоплении осадков слоев 15—14 подчеркивается существенными изменениями в палинокомплексе. Началу палинозоны КА₉ отвечает рациональная граница маревых, полыней и *Betula nana*. В группе древесных пород при доминирующей пыльце березы (до 43%) постоянна и значительна примесь ели (до 28%) и сосны (до 35%). Пыльцевые спектры характеризуют растительность переходного времени от межледниковья к приледниковью. Состав осадков (см. описание) и четкий выступ в содержании дочетвертичной пыльцы позволяют считать, что во время накопления осадков слоя 14 возросла активность эрозионных процессов, а с ними и переотложение пыльцы из размываемых осадков. Результатом переотложения, а также заноса, можно объяснить примесь пыльцы термофильных видов в палинозоне КА₉, в которой основу комплекса составляют гипоарктические и ксерофильные виды.

Каждая из палинозон КА₁—КА₉ имеет свои особенности и характеризует закономерную смену максимумов доминирующих компонентов пыльцы. В течение всего времени, соответствующего палинозонам КА₄—КА₉, растительность имела ярко выраженные черты межледниковья, которое было гораздо теплее, чем современная эпоха*.

* Здесь и далее выводы о возрасте осадков, вскрытых разрезами, изученными нами, см. в следующем разделе.

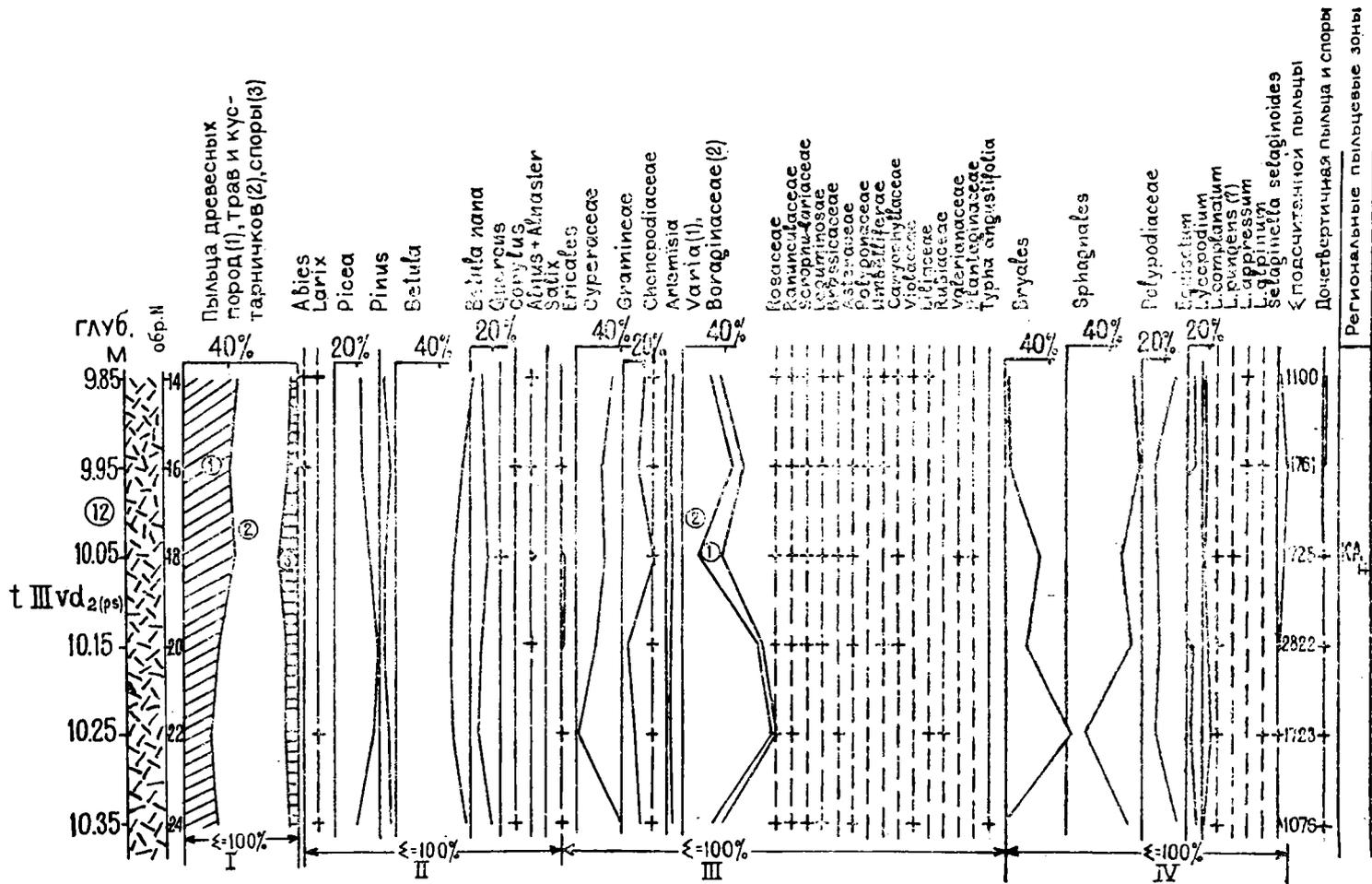


Рис. 7. Пыльцевая диаграмма разреза Пасья 5 (фрагмент на контакте слоев 11—12; см. рис. 4, в).
 Условные обозначения см. на рис. 4.

После изучения разреза по целому ряду расчисток выяснилось, что толща песков, залегающих между межледниковыми отложениями внизу (рубеж по кровле слоя 14) и ленточными глинами вверху (слои 5—8), неоднородна по составу. В ней может быть выделено пять слоев песков, из которых нижний (13) и верхний (9) существенно отличаются от остальных и различаются между собой. Пески нижнего и верхнего слоев, по-видимому, древнеаллювиальные (см. описание). Пачки песков, заключенные между ними, имеют, возможно, озерно-аллювиальный генезис. В пользу этого говорит преимущественно горизонтальная слоистость, главным образом, алевроитовый состав осадков и наличие прослоев торфа (рис. 7). Общность генезиса осадков подчеркивается явлениями криогенеза (рис. 4). Согласно классификации А. И. Попова (1973), следы мерзлотных процессов подобного рода можно отнести к сингенетическому типу. Причем криогенез прерывался и возобновлялся, по крайней мере, трижды, так как пачки песков разделены поверхностями размыва. Возможно, самым длительным был перерыв на рубеже слоев 11—12. Но более четкие поверхности размыва прослежены в подошве слоев 9 и 13. Это обстоятельство создает впечатление, что аккумуляция осадков происходила в иной фациальной обстановке, чем нижележащих отложений, их накопление отмечено существенным рубежом в палеогеографии территории.

Синхронно с изменениями в фациальной обстановке происходили изменения в растительности. Не решая, в данном случае, вопроса о возрасте отложений, остановимся на рассмотрении некоторых результатов пыльцевого анализа. Прежде всего вся верхняя часть разреза характеризуется высокими процентными значениями пыльцы группы трав и кустарничков (35—65), кустарниковых форм березы (18—45), постоянным наличием полыней, маревых, ивовых, преобладанием берез в группе древесных пород, а в интервале 9,3—10,9 м — обилием спор такого гипоарктического вида, как *Selaginella selaginoides* (до 50). Весь перечень особенностей палинокомплексов сходен с таковыми предтундровой и тундровой зон (Гричук, Заклинская, 1948). Но там, где органические осадки переслаиваются с песками и несут следы криогенеза и солифлюкционных процессов (слои 12—13), достаточно четко определяются два интервала. Первый, условно датируемый зоной КА₁₂, характеризуется абсолютным преобладанием берез в группе древесных пород (до 100%) и явным доминированием группы гипоарктических видов. Второй отрезок времени, датируемый зонами КА₁₃—КА₁₅, отличается от первого, главным образом, примесью пыльцы ели, количество которой достигает максимума в органических осадках, синхронных зоне КА₁₄. Возможно, такие изменения в группе древесных пород свидетельствуют о некотором потеплении климата. Но среди лесных преобладали виды, приспособленные к существованию в условиях многолетнемерзлых грунтов (ель). О кардинальных изменениях в структуре природных комплексов говорить не приходится. Многолетняя мерзлота не исчезала (следы криогенеза сохраняются), а, видимо, лишь частично деградировала.

В условиях еще более сурового климата — тундры и тундростепи — накапливались осадки слоев 11—15. Этот вывод вытекает из совокупности таких признаков в палинокомплексах, как большое количество пыльцы трав и кустарничков в общем составе (до 80%), основную часть которых составляют полыни и маревые, а кустарниковых форм берез в группе древесных пород и *Alnaster fruticosus* среди ольховых. Дополняет эти признаки постоянное присутствие ивовых (до 22%). В особенно суровых условиях произрастания растительности формировался палинокомплекс, синхронный ленточным глинам (зона КА₁₈).

Явление это не случайно. Территория р. Ваги с разрезами группы Пасьва — Колешка находится вне пределов последнего оледенения (см. выше), поэтому здесь отсутствует верхняя морена. Вместо морены широко представлены озерно-ледниковые ленточные глины (слои 5—7), которые накапливались в эпоху, синхронную оледенению. Ими заканчивается основная, наиболее интересная часть разреза на данном участке. Аккумуляцию верхней части разреза правомерно увязывать с последней ледниковой эпохой*. По данным термолюминесцентного и радиоуглеродного анализов, возраст отложений, лежащих между ленточными глинами вверху и межледниковыми отложениями внизу, следующий: 45 500 и 32 000 л.— T1п — T1-2,6; 34 500—1100— T1п — T1-215 (Девятова и др., 1981).

Генезис осадков, слагающих в разрезе Пасьва 1—5 поверхностный слой 25-метровой надпойменной террасы р. Ваги (слои 1—4), не вполне ясен. Осадки мелкопесчаного алевритового состава. Верхняя часть их переветрена, и пологохолмистый рельеф, созданный ими, скорее всего является эоловым. Поскольку осадки залегают непосредственно на отложениях, синхронных оледенению, возраст их, с некоторой долей вероятности, можно считать позднеледниковым. Состав пыльцевого комплекса в какой-то мере подтверждает это (рис. 6)!. Результаты термолюминесцентного анализа (26 500 T1п—T1=1; Девятова и др., 1981) находятся в противоречии с выводами, основанными на геологической ситуации.

Из общегеологических и палинологических данных по разрезу Пасьва (рис. 3—6) следует, что: а) осадки различны по литологии и генезису, б) аккумуляция их была сопряжена с многократными изменениями геологической ситуации и палеогеографической обстановки, в) разрезом охвачен большой отрезок времени.

Изложенное выше не позволяет согласиться с мнением предшествующих исследователей — Б. П. Лихарева, А. П. Жузе, В. С. Порецкого, Н. Б. Левиной, В. Е. Останина и др. о межледниковом возрасте слоев 14—9 пасьвинского разреза. Нет основания считать их осадками бореальной трансгрессии и коррелировать с мелкопесчаными прибрежно-морскими осадками разрезов группы Колешка, которые содержат богатый комплекс морской фауны. Во-первых, в разрезе Колешка 1 (Девятова, Пуннинг, 1976) слой прибрежно-морских осадков характеризуется пылью межледникового типа, а осадки слоев 13—9 в разрезе Пасьва были отложены в условиях тундры и тундростепи. Во-вторых, коррелируемые исследователями осадки в разрезе группы Колешка 1—4 содержат теплолюбивую лузитано-бореальную фауну, а в осадках группы Пасьва, напротив, ярко выражены процессы криогенеза. С появлением пыльцевых диаграмм пасьвинского разреза стала очевидной сопоставимость, палинозон верхней части разреза Колешка 1 с палинозонами KA₅—KA₈ пасьвинского разреза. Но в разрезе Колешка 1 ведущие признаки, свойственные палинозонам, затушеваны большим переотложением и заносом пыли.

Наличие прослоек песка в кровле глин разрезов Колешки, прибрежно-морской характер осадков над ними и соответствие их (по палинологии) пласту торфа (слой 15) пасьвинского разреза свидетельствуют о регрессии моря в это время. Серия разрезов дала возможность уточнить стратиграфическое положение и возраст осадков, изученных ранее по Колешке 1, выделить три типа разрезов и установить корреля-

* Пыльца термофильных элементов растительности, как и пыльца сосны и ели, присутствующая в слоях 11—5, вероятнее всего, переотложена из межледниковых отложений. Об активизации процессов размыва свидетельствует увеличение привноса дочетвертичной пыли и спор (рис. 6).

тивы для их увязки между собой и с разрезами группы Пасьва (рис. 3). Разрезы двух первых типов объединяются пачкой морских глин и подстилающего их торфа. Коррелятивом для разрезов второго и третьего типов является слой морских песков с фауной регрессивной стадии трансгрессии.

Разрезы группы Пасьва — Колешка дополняются группой Осиновское — Усть-Паденьга. Они обнажены в среднем течении р. Ваги (рис. 1), где также прослеживается серия террас, из которых третья надпойменная дает наиболее полный разрез верхнего плейстоцена (рис. 8, 9). После Б. П. Лихарева (1933) эти разрезы изучались, Н. Б. Левиной, В. Е. Останиным и другими при геологической съемке. Автором они обследовались неоднократно, особенно тщательно при подготовке к полемому семинару 1978 г. Разрезы очень изменчивы по простиранию. Первый из них вскрыт третьей террасой на левом берегу р. Ваги в 1 км выше д. Осиновское, второй — в устье р. Паденьги, в 3 км выше по течению. В первом порядке залегания и состав осадков сверху вниз следующий (рис. 8, а; расчистка 1):

мощн., м

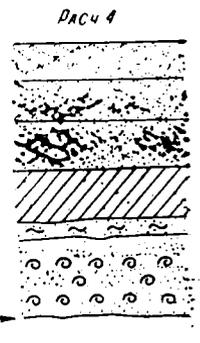
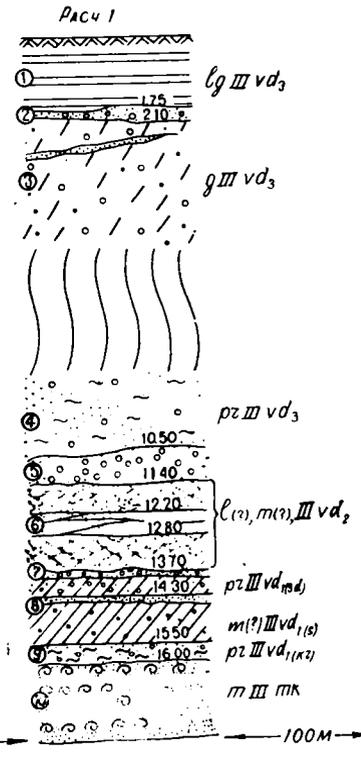
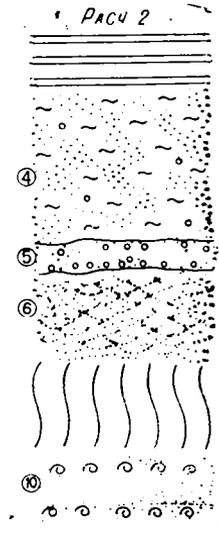
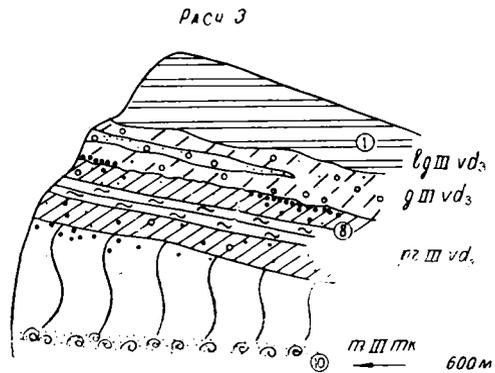
lgIIIvd ₃	1. Глина шоколадно-коричневая, ленточно-слоистая, сверху изменена почвообразовательными процессами. Контакт резкий, неровный	1,75
fgIIIvd ₃	2. Песок алевритовый (супесь), темно-серый, уплотненный, с галькой, гравием, валунами. Мощность изменчива. Контакт неровный	0,35—0,10
gIIIvd ₃	3. Суглинок коричневато-серый (в выветрелом состоянии буровато-коричневый), тяжелый, очень плотный, с галькой, гравием, валунами, главным образом, Кольско-Карельской провинции: гранитов, гнейсов, кварцитов и т. д.	3,5
	Оползни	3,0
prIIIvd ₃	4. Лессовидный песчанистый алеврит, (супесь), зеленовато-коричневый, уплотненный, с редкой галькой и мелкими валунами, нередко сильно выветрелыми. Контакт четкий, резкий. Мощность, видимая в разрезе . . .	2—2,5
prIIIvd ₃	5. Песок серый, среднезернистый, с примесью гравия и гальки	0,6—0,9
l(?)IIIvd ₂	6. Горизонтальное переслаивание пачек песка алевритового, бежевого, хорошо отмытого, линзовиднослоистого с песком серым, мелкозернистым, перекрестнослоистым	2,1
prIIIvd ₁ (sd)	7. Галечник с заполнителем из песка серого разнозернистого, гравийного. Контакт неровный, с размывом	0,1—0,25
m(?)vd ₁ (s)	8. Суглинок синевато-серый, плотный, с углистыми примазками, с прослойком песка мелкозернистого, бежевого. Примесь гравия и гальки незначительна. Контакт четкий . . .	1,25
prIIIvd ₁ (kr)	9. Лессовидный песчанистый алеврит, темно-коричневый, уплотненный, с редким гравием	

№
об об.

55-18
54-17
53-16
52-15
51-14
50-13
49-12
48-11
47-10
46-9
45-8
44-7
43-6
42-5
41-4
40-3
39-2
38-1
37-0

Ю → C

a



100m

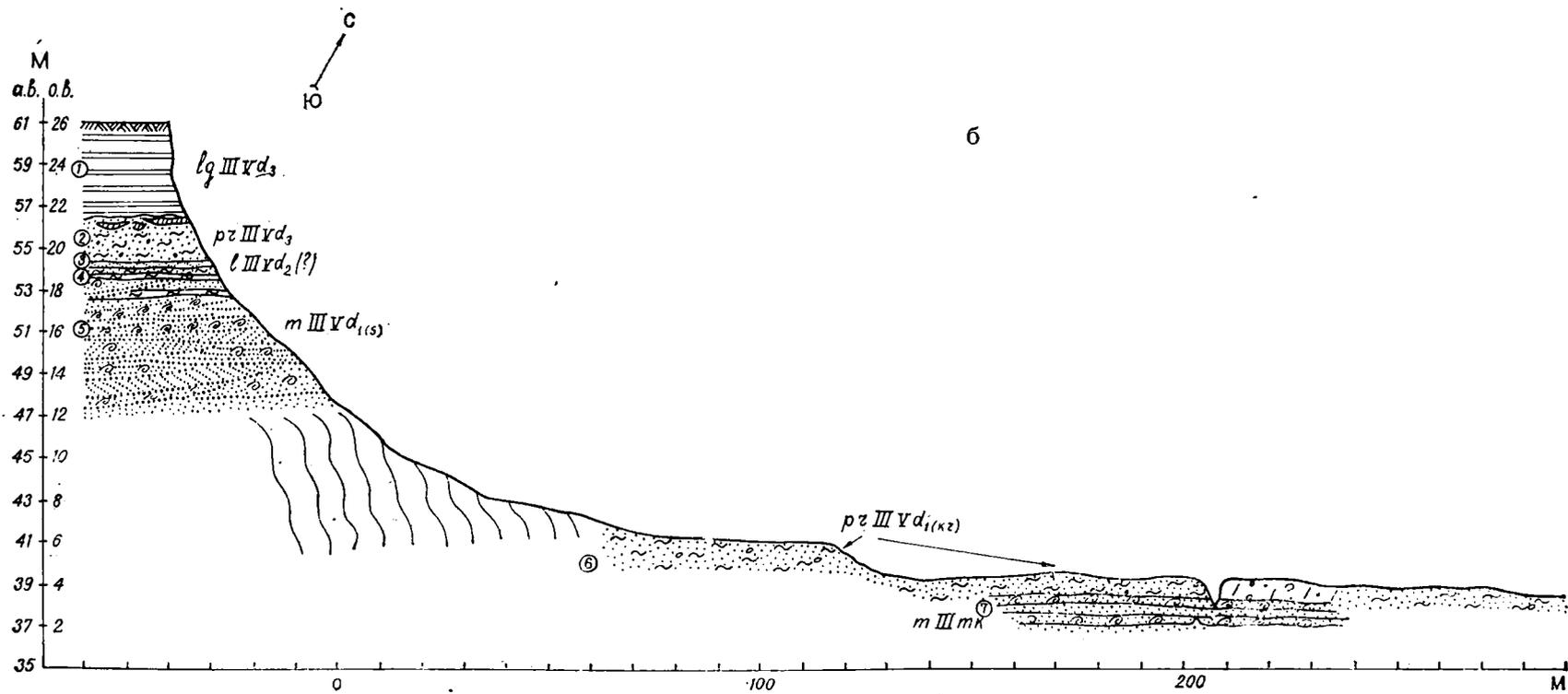


Рис. 8. Разрез Осиновское (а), разрез Усть-Паденьга (б), 1978 г.
Условные обозначения см. на рис. 4

и галькой сильно выветрелых пород. Контакт четкий, резкий 0,5

mIII_{mk} 10. Песок алевритовый, светло-бежевый, местами желтый. В песках обильна фауна. Доминируют *Cyprina islandica* L., *Macoma baltica* L., *M. calcaea* Chemn. Пески уходят под урез воды. Мощность, вскрытая расчисткой 2,0

Раковины отличной сохранности, крупные, хорошо развитые, встречаются как в прослойках, в которых довольно обильна примесь гальки, так и рассеянно. В перечень видов, определенных Б. П. Лихаревым, кроме указанных, входят: *Lunaria pallida* Brod. et Sow., *Bela harpularia* Couth., *B. trevelyana* Turt., *Scalaria coarctata* Jeffr., *Trophon clathratus* L., *C. graenlandicum* Chemn., *Astrate borealis* Chemn., *A. banksi* Leach., *A. compressa* L., *Mya truncata* L., *Panopea norvegica* Spengl., *Saxicava arctica* L., *Zirphaea crispata* L., *Balanus balanus* Da Costa, *B. crenatus* Brus.

В соседних расчистках (рис. 8, а) вскрыты отдельные фрагменты основного разреза, которые дополняют и подтверждают его основные детали. Разрез существенно иного состава вскрыт карьером в левобережном обрыве третьей террасы в устье р. Паденьги (рис. 8, б) (приток р. Ваги) в 4 км выше д. Осиновское:

		мощн., м
lgIII _{vd₃}	1. Глина шоколадно-коричневая, ленточно-слоистая, сверху измененная почвообразовательными процессами. В верхней части слоя ритмы тоньше (3—6 мм), книзу нередко до 2 см. На контакте с подстилающими осадками глины переслаиваются с песками. В приконтактной зоне в глинах наблюдается примесь гравия, гальки и обломков раковин	4,45
prIII _{vd₃}	2. Лессовидный песчанистый алеврит, уплотненный, зеленовато-коричневый, в верхних 60 см с линзами и включениями суглинка темно-коричневого (верхний контакт с перемывом), по слою рассеяны гравий и галька (аналог слоя 4 осиновского разреза). К подошве наблюдаются линзовидные включения серого песка	1,95
III _{vd₂} (?)	3. Алеврит глинистый, серо-бежевый, горизонтально переслаивается с песком алевритовым, светло-бежевым. Контакт четкий, резкий	0,8
mIII _{vd₁} (s)	4. Песок мелкозернистый, серо-бежевый, переслаивается с разнозернистым, нередко переполненным ракушечным детритом, в составе которого встречаются цельные створки. Среди них доминируют <i>Macoma baltica</i> , <i>M. calcaea</i> . Слоистость перекрестная. Мощность, вскрытая расчисткой	5,0

Ниже осыпь. Здесь же, на территории карьера, на расстоянии 70—75 м от основной расчистки, в верхней части левобережного обрыва первой террасы р. Паденьги (отн. выс. 5 м), обнаружен коричневатосерый лессовидный песчанистый алеврит с единичной галькой и мелкими валунами, очень сходный по составу со слоем 9 осиновского разреза. Но в одной из промоин на том же уровне был обнаружен типичный

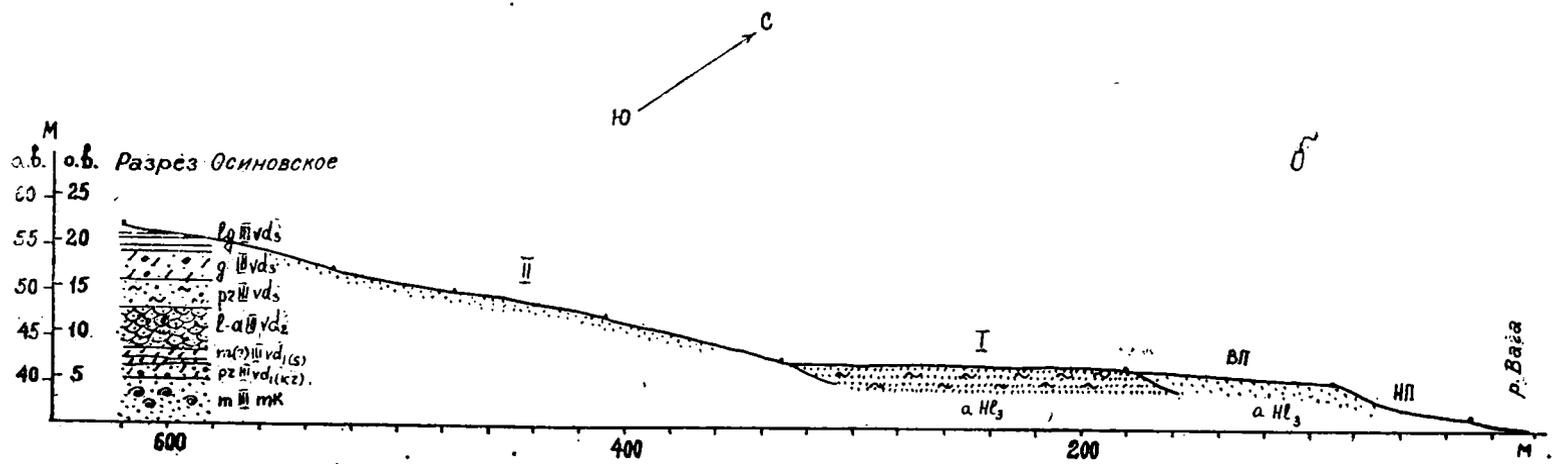
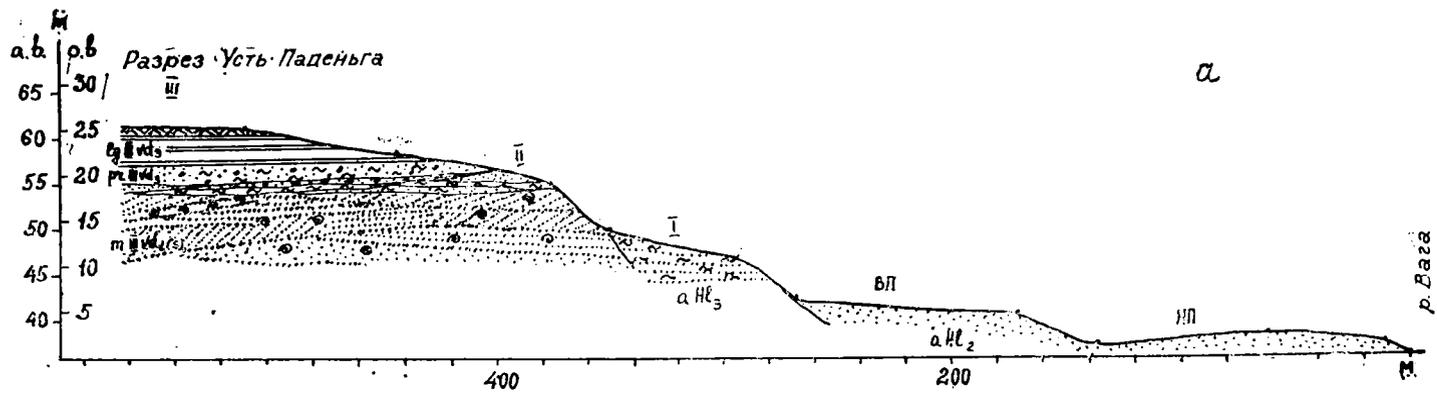


Рис. 9. Геолого-геоморфологические профили левого берега р. Ваги
 а — через разрез Усть-Паденьга; б — через разрез Осинновское — р. Вага
 Условные обозначения см. на рис. 4

валунный (моренный) суглинок, который не имел четкого контакта с лессовидным песчанистым алевритом (см. рис. 8, б). Однако контакт всего этого разнородного пласта с подстилающими песками, идентичными слою 10 осиновского разреза (рис. 8, а), очень четкий, резкий. Лессовидный песчанистый алеврит выстилает дно карьера. Валуны и галька, столь обычные для типичной морены, чрезвычайно редки. Итак, на участке Осиновское—Усть-Паденьга обнаружены две пачки песков с морской фауной, как ранее отмечалось Б. П. Лихаревым (1933).

Пыльцевой анализ сделан нами только по нижней части осиновского разреза (слой 10; рис. 8, а), самой надежной для корреляции с другими разрезами. По соотношению всех компонентов на диаграмме очень четко выделяются четыре палинозоны (рис. 10): KA_7 — максимума граба на фоне максимума пыльцы темнохвойнотаежных элементов*, KA_8 — верхнего максимума ели, KA_9 — максимума березы с сопутствующим им высоким содержанием *Betula* папа и нарастанием трав и кустарничков, и начало KA_{10} — с максимумом пыльцы березы и дальнейшим нарастанием трав и кустарничков. Все показатели, установленные для морских осадков слоя 10 — общие соотношения пыльцы и спор, соотношения в группе древесных, трав и кустарничков, характерная смена спектров по разрезу — обнаруживают аналогию с зонами KA_7 — KA_9 пасьвинского разреза.

Накопление осадков слоя 10 происходило в условиях последовательных изменений физико-географических условий: от конечной фазы климатического оптимума межледниковья через две фазы постепенного похолодания к началу предледниковой эпохи. 35—40-сантиметровый слой песка, залегающий почти в кровле слоя 10 и переполненный ракушечником (часто битым) с примесью гравия и гальки, прослеживается по всему береговому обрыву р. Ваги на участке Осиновское — устье р. Паденьги. Этот слой фиксирует волноприбойную линию моря с регрессией, соответствующей зоне KA_9 .

Очень сложен вопрос об условиях и времени аккумуляции отложений, залегающих стратиграфически выше морских отложений бореальной трансгрессии. Аналоги слоя 2 устьпаденьгского разреза (рис. 8, б) Б. П. Лихаревым были отнесены к верхней морене, толща серых песков с раковинами (слой 5; рис. 8, б) рассматривалась как внутриморенная, аккумуляция которой предшествовала одной из осцилляций последнего оледенения. Аналоги осадков, залегающих над слоем 7 в устьпаденьгском разрезе и над слоем 10 в осиновском, он рассматривал как отложения нижней осцилляторной морены последнего оледенения. Наши выводы в общих чертах сходны с интерпретацией Б. П. Лихарева. Но осадки, залегающие на отложениях нижней пачки морских отложений (слой 7; рис. 8, б и слои 4—9; рис. 8, а), вряд ли можно назвать морецой. В осиновском разрезе это суглинки, внешне сходные с морскими осадками сийского разреза (см. ниже). Возможно, это осадки второй морской трансгрессии, в более позднюю стадию которой были накоплены пески слоя 5 устьпаденьгского разреза. Грубopесчаный состав осадков, перекрестная или диагональная слоистость свидетельствуют об отложении морских осадков слоя 5 (рис. 8, б) в дельте с меняющимся режимом аккумуляции и солёности (Ботвинкина, 1965). Однообразный состав фауны, представленной слабо развитыми мелкими тонкостенными формами, из которых определены *Mascoa baltica*, *M. calcaea*, *Littorina littorea*, говорит о палеогеографической обстановке, неблагоприятной для ее развития. Кроме этого, осадки, несомненно, накопи-

* Спектры маревых и полыней, вероятнее всего, создают прибрежно-морские виды.

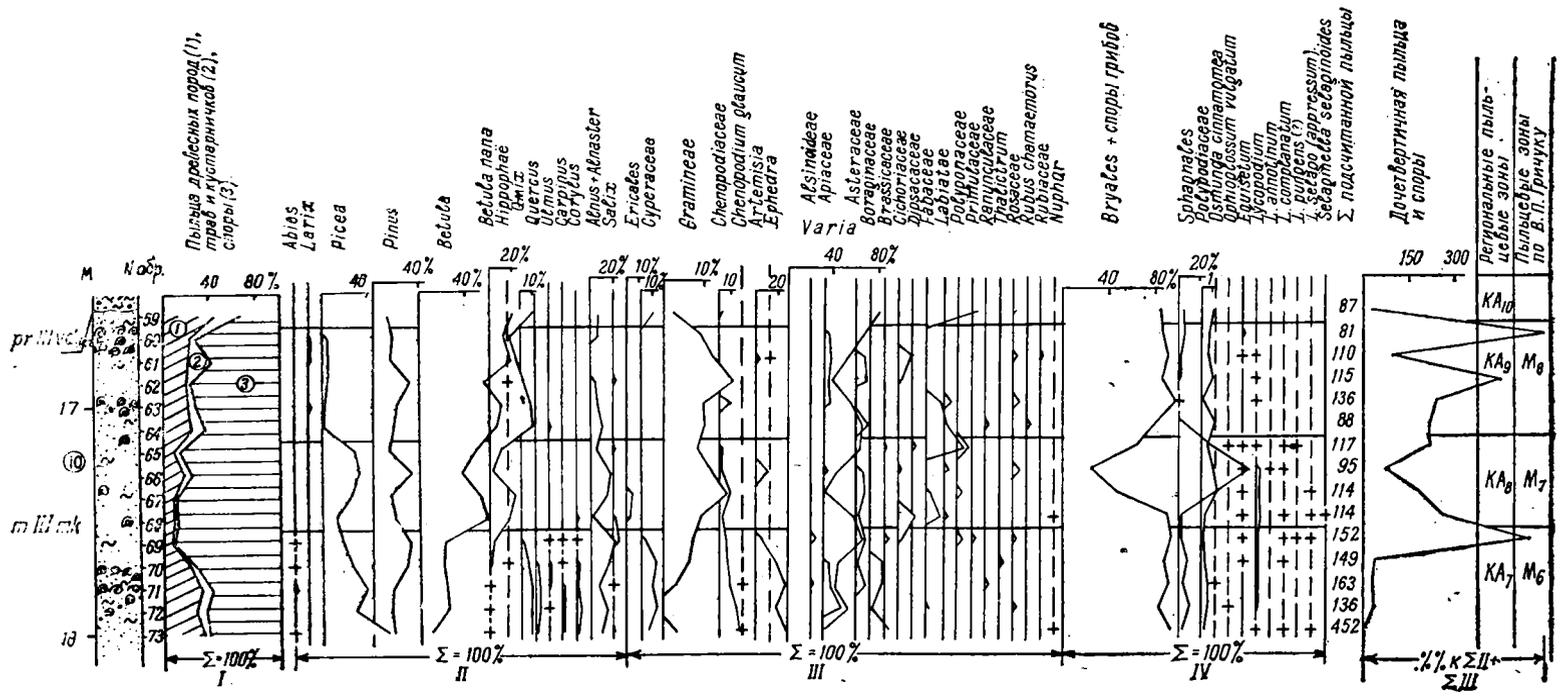


Рис. 10. Пыльцевая диаграмма слоя 10 разреза Осинское.
Условные обозначения см. на рис. 4

вались в более суровых климатических условиях, чем пески предшествующей межледниковой трансгрессии, от которых они отделены лессоподобным песчанистым алевритом (слой 6; рис. 8, б). В алеврите только местами наблюдаются включения морены, но контакты ее с лессовидными отложениями нечеткие. По-видимому, следует говорить о совершенно своеобразной обстановке во время аккумуляции этих осадков, — об обстановке перигляциальной зоны, а не покровного оледенения, на данной территории. В условиях покровного оледенения накапливались отложения, вскрытые в кровле разрезов группы Осиновское — Усть-Паденьга: типичная донная морена и озерно-ледниковые ленточные глины (слои 1—3; рис. 8, а).

Отложения, залегающие в районе Осиновское — Усть-Паденьга выше морских осадков первой стадии трансгрессии, относятся к ледниковой эпохе.

Группа разрезов нижнего отрезка р. Ваги в районе г. Шенкурска и его окрестностей (Райбола, Смотряковка, Шеговары) (рис. 1) приурочена к наиболее глубокой части Вагской депрессии. В депрессию врезана современная долина р. Ваги, общая ориентировка которой совпадает с субмеридиональным направлением депрессии. Вся серия террас, прослеживаемых на Ваге выше по течению (рис. 9), представлена и в районе г. Шенкурска — д. Смотряковки.

По мнению Б. П. Лихарева (1933), в основании береговых обрывов р. Ваги на данном участке вскрыты осадки морской, бореальной, трансгрессии. Сюда им были отнесены темно-серая песчанистая глина (5 м) и пески с обломками морских раковин (4 м). Выше Б. П. Лихаревым была установлена морена в виде буроватой глины и супеси с валунами (до 2,2 м), которая перекрыта слонстыми песками (5 м). Уточнения в трактовку разрезов вносят скважины, разбуренные в 1958 г. геологической партией З. П. Сухоруковой в г. Шенкурске, д. Смотряковке и пос. Шеговары (рис. 1). В 1959 г. керн скважины, разбуренной на третьей террасе правого берега р. Ваги, был описан и опробован, а в 1977 г. обработан автором (отметка устья скважины около 47 м абс. выс.). Разрез сверху вниз таков:

	мощн., м
Ig IIIvd ₃	1. Песок коричневатого-серый, преимущественно мелкозернистый, хорошо отмытый 7,8
g IIIvd ₃	2. Суглинок коричневатого-серый, осколчато-комковатый, с гравием, галькой и валунами (морена). Контакты четкие, резкие 3,2
IIIvd ₂	3. Алеврит песчанистый, темно-серый, горизонтально переслаивается с песком алевритистым, серым. Рассеян растительный детрит. Контакт не четкий 7,0
IIIvd ₂	4. Алеврит серый горизонтально переслаивается с серой глиной и песком алевритовым, местами слоистость отсутствует. Книзу прослойки песков и алевритов редки и маломощны. Растительные остатки встречаются как рассеянно, так и в виде прослоек мощностью до 2 см. В интервале 21, 75—24,0 м пропуск в керне 14, 15
Ig (?) IIIvd ₁	5. Переслаивающаяся коричневатого-серая и серая глина. Прослойки линзовидные, ориентированные в различных направлениях. Контакт довольно четкий 1,2

lgIIIvd ₁	6. Глина серовато-коричневая, очень плотная, местами ленточнослоистая. Рассеян гравий, изредка встречается галька. Контакт не четкий	5,9
m(?)IIIvd ₁	7. Глина коричневатая-серая, местами с зеленоватым оттенком, неслоистая, с углистыми примазками, с рассеянным растительным детритом и обломками раковин. Контакт не четкий	2,2
m—lg(?)IIIvd ₁	8. Глина коричневатая-серая, ленточнослоистая, с ракушечным детритом в основании слоя. Контакт не четкий	2,4
lgIIIvd ₁	9. Глина в кровле коричневатая-серая, с обильным ракушечным детритом, ниже коричневая, местами ленточнослоистая. Контакты не четкие	2,4
mIIImk	10. Глина зеленоватая-серая, оскольчатая-комковатая, очень плотная, с обильными включениями вивианита, углистых примазок, растительного и ракушечного детрита; нередко встречаются цельные створки раковин <i>Mytilus edulis</i> , <i>Mya truncata</i> L., <i>Muscula baltica</i> L., <i>M. calcarea</i> Chemn., <i>Astarte</i> . Местами наблюдаются тонкие линзовидные прослойки песка и растительного детрита. Нижний контакт четкий, резкий	3,5
mIIImk	11. Алеврит песчаный, зеленоватый-серый, переполнен ракушечным детритом, в составе которого встречены створки <i>Cardium ciliatum</i> L., <i>Leda pernula</i> Müll., <i>Saxicava arctica</i> L., <i>Muscula calcarea</i> Chemn. Здесь же в большом количестве отмечена галька, обычно плохо окатанная, и гравий. В подошве наблюдаются линзовидные прослойки подстилающей ленточной глины. Контакт с переывом	0,55
gIIIms	12. Глина шоколадно-коричневая, с линзовидными разнонаправленными прослойками: вверху зеленоватая-серая, книзу темно-коричневой глины. На контакте со слоем 11 обнаружен ракушечный детрит и отпечатки створок <i>Cardium cf. ciliatum</i> . Контакт резкий	1,0
	13. Алеврит белошельской свиты перми.	

Нижняя морена в данном разрезе отсутствует. Верхняя морена вскрыта не только скважиной. Маломощные линзы ее (0,6—0,8 м) были прослежены нами в верхней части третьей террасы р. Ваги в районе пристани г. Шенкурска. Аналогичный разрез, но с нижней мореной в основании, вскрыт скважинами в д. Смотраковке (Девятова, Лосева, 1964) и в пос. Шеговары ниже Шенкурска.

Из сопоставления естественных выходов с разрезами скважин вытекает, что в береговом обрыве р. Ваги в г. Шенкурске вскрыта только верхняя часть очень мощной толщи отложений, содержащихся в скважине: аналоги слоев 1—3 и часть слоя 4. Шенкурское обнажение изучалось в процессе геологической съемки В. Е. Останиным, Н. Н. Долгих, Н. Б. Левиной и др. Серые алевриты (аналоги слоя 4) вслед за Б. П. Лихаревым были отнесены ими к бореальной трансгрессии и на

столь же непрерывной должна быть последовательность в пыльцевых зонах, которыми продолжается нумерация вверх по разрезу.

Выше морских осадков, соответствующих зонам KA_1 — KA_9 , лежат осадки (слой 9), для которых характерна местами прослеживаемая ленточная слоистость, а фауна встречается только на контакте со слоем 8. Отложения имеют скорее водно-ледниковый генезис, чем морской. По-видимому, истинный комплекс пыльцы палинозоны KA_{10} в значительной мере затушеван переотложенной в результате размыва предшествующих межледниковых и более древних осадков. О накоплении осадков в условиях похолодания свидетельствует увеличение количества пыльцы трав и кустарничков (до 22%), преобладание пыльцы берез (до 42%) среди древесных пород, в составе которых более 10% дает *Betula pana*.

Чрезвычайно интересны осадки вышележащих слоев — 7—8 и соответствующие им пыльцевые комплексы (см. описание и рис. 11). Фауна моллюсков обильна в приконтактной зоне и рассеяно встречается по всему интервалу, т. е. морской (или ледниково-морской?) генезис осадков не исключен. Из наиболее характерных особенностей пыльцевых комплексов в соответствующей им палинозоне KA_{11} можно отметить следующее: сокращение количества трав и кустарничков (до 5%), при одновременном некотором сокращении *Betula pana* (до 3%), увеличение количества пыльцы на 100 г осадка и преобладание пыльцы сосны и ели и соответствующих им элементов в травянистом и кустарничковом комплексе. Здесь же мы видим несколько возросшее количество пыльцы маревых и полыней. Возможно, увеличение количества пыльцы последних обусловлено положением разреза вблизи прибрежно-морской зоны. Аналогичная картина в составе маревых имеет место в морских осадках, соответствующих зонам KA_1 — KA_5 . Судя по составу пыльцы, аккумуляция осадков слоев 7—8 сопровождалась изменениями в составе растительности, вызванными одновременно двумя причинами: некоторым потеплением климата и, вероятно, новой трансгрессией морских вод в пределы Вагской депрессии.

Однако в фазу накопления осадков слоя 6 произошел возврат к суровым природным условиям, это видно как по изменению состава пыльцы (KA_{12}), так и по изменениям литологического состава осадков. Фауна моллюсков отсутствует, а отложения — явно водно-ледникового происхождения. Изменение в растительности характеризуется особенностями, сходными с теми, какие наблюдались в палинозоне KA_{10} : снова нарастает количество пыльцы трав и кустарничков (до 20%) и берез в группе древесных пород (до 44%). Возрастает содержание *Betula pana* (до 14%), здесь же присутствуют споры *Lycoperidium alpinum*, *Selaginella selaginoides* и почти постоянна пыльца *Cornus suecicum* — вида, характерного для парковой тундры и северной подзоны северной тайги (Флора Северо-Востока., 1977). Большое количество четвертичной пыльцы на 100 г осадка позволяет думать, что основная ее доля синхронна осадкам. Несомненно переотложенной является пыльца термофильных пород, экологически несовместимая с доминирующим комплексом.

Генезис осадков слоя 5 не ясен. Возможно, отложения были сформированы в условиях развития криогенеза либо подводного смещения слоев под его влиянием. Аналогичные отложения были отмечены в разрезах смотраковской и шеговарской скважин, изучавшихся автором в 1959 г. Достоверность этого трудно установить по керну. Но залегание их в кровле отложений, накопленных в суровых природных условиях, представляется закономерным явлением.

Образование слоев 4 и 3 происходило при неоднократном изменении

физико-географических условий. Это нашло отражение в составе пыльцы зон КА₁₃—КА₁₅. Палинокомплекс зоны КА₁₃, в отличие от предшествующего, характеризуется некоторым сокращением группы трав и кустарничков (7—12%) и пыльцы *Betula ppa* (10—2%) в группе древесных пород при почти одинаковом составе ведущих компонентов: *Picea* (27—47%), *Pinus* (25—40%) и *Betula* (29—47%). Сокращению количества *B. ppa* вторит аналогичное сокращение маревых (от 23 до 1%) и полыней (от 24 до 10%). В верхнем отрезке зоны КА₁₃ обращает на себя внимание нарастание содержания *Ericales* и *Sphagnum*, ход кривых которых диаметрально противоположен кривой маревых. Из совокупности данных можно предположить, что аккумуляция осадков происходила в условиях потепления климата, перестройки растительности и усиления роли хвойных элементов. С доминирующим комплексом не согласуется примесь таких термофильных элементов, как *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*. Прерывистость в присутствии пыльцы данных таксонов и несовместимость термофильных элементов с доминирующими компонентами позволяет считать их переотложенными из межледниковых отложений. Переотложенной может быть также часть пыльцы, входящей в доминирующий комплекс. Об этом свидетельствуют значительная примесь дочетвертичной пыльцы (но меньшая, чем в зоне КА₁₂) и сравнительно малое количество четвертичной пыльцы на 100 г осадка. Примесь переотложенных зерен вызвала увеличение состава пыльцы группы древесных пород.

В целом можно сказать, что нижняя часть слоя 4, вскрытая обнажением в г. Шенкурске и принятая предшествующими исследователями за отложения микулинского межледниковья, накапливалась в условиях преобладания хвойных пород. Но отдельные отрезки зоны КА₁₃, соответствующей этим осадкам, имеют некоторые черты отличия (см. рис. 11). Общее сокращение количества пыльцы ели наблюдается вверх по разрезу, и в том же направлении идет увеличение процентного содержания березы и *Betula ppa*.

Пропуск в интервале 21,7—25 м шенкурского разреза (кern размыт) не позволяет в полной мере охарактеризовать палинокомплекс, синхронный зоне КА₁₄. По имеющимся скудным данным, основу его из древесных создают ель (до 37%) и береза (более 40%), а из травяно-кустарничковых—осоки, высокое содержание которых (более 50%) дает увеличение группы трав и кустарничков до 20%. В зоне КА₁₅, т. е. в верхней половине слоя 4 и в слое 3, доминирующее положение занимает береза (до 45%), и *Betula ppa* (5%) в ее составе. Степень переотложения пыльцы сравнительно небольшая. Но, тем не менее, переотложение есть, и именно к этой категории должна быть отнесена пыльца термофильных элементов, экологически несовместимая с доминирующим комплексом.

Существенным дополнением к шенкурскому является разрез Райбола, который, как и самая верхняя часть шенкурского (0—27 м), стратиграфически завершает разрез плейстоцена на данном участке. Он вскрыт в правобережном обрыве III террасы р. Ваги напротив д. Райболы, в 10 км к северо-северо-западу от г. Шенкурска на северном продолжении Вагской депрессии. Первым его изучал Б. П. Лихарев (1933), а позже геологи-съемщики — Н. Н. Долгих, Н. Б. Левина, В. Е. Останин и др. Автором разрез обследовался неоднократно, описание дается по расчистке 1978 г., сделанной в 300 м ниже устья старого русла р. Почы (рис. 12). Остальные расчистки и геолого-геоморфологический профиль на д. Райболу и д. Едому дополняют его (рис. 13, 14). Порядок залегания осадков сверху вниз следующий:

lgIIIvd ₃	<p>1. Глина шоколадно-коричневая, ленточно-слоистая. Контакт с нижележащими осадками неровный. Местами на поверхности глины наблюдается желто-серый, мелкозернистый песок с гравием и галькой 0,7—1,8</p>
gIIIvd ₃	<p>2. Суглинок буровато-коричневый, полигонально-оскольчатый, плотный, с примесью гравия, гальки, реже валунов, книзу переходит в суглинок бурый, от которого отделен горизонтальным прослойком голубоватой глины (рис. 12, 13, а, в). В приконтактной зоне нередко линзы валунно-гравийно-галечного материала 0,6—4,5</p>
gIIIvd ₃	<p>3. Суглинок темно-серый и серый, оскольчато-комковатый, с примесью гравия и гальки, переслаивается, а местами (рис. 13, б) перекрывается и подстилается песком алевритовым желтым и темно-серым 1,5—6,5</p>
gIIIvd ₃	<p>4. Суглинок серый и темно-серый, оскольчато-комковатый, с примесью гравия, гальки 1,2—1,8</p>
gIIIvd ₃	<p>5. Суглинок красновато-бурый с обильной примесью гравия, гальки, реже валунов, с прослойками и линзами песка красноватого, мелкозернистого, гравийного, нередко с примесью гальки и мелких валунов. В песке местами прослеживается горизонтальная слоистость, а в суглинке — сланцеватость 3,5—4,6</p>
prIIIvd ₃	<p>6. Лессовидный песчанистый алеврит («покровный суглинок»), зеленовато-коричневый. Галька, гравий и мелкие валуны рассеяны, нередко сильно выветрелы. Контакты четкие, резкие 0,9—1,4</p>
l+aIIIvd ₂	<p>7. Песок алевритовый, местами мелкозернистый с примесью гравия, табачно-серый, хорошо отмытый, перекрестнослоистый. Кое-где в подошве прослеживаются линзы грубозернистого песка. Контакт четкий, в виде слегка волнистой линии 2,15—2,5</p>
aIIIvd ₂	<p>8. Песок мелкозернистый, белесо-бежевый, хорошо отмытый, с примесью крупнозернистого песка и гравия. На контакте эта примесь обильнее 0,95—1,2</p>
l+tIIIvd ₂ (up)	<p>9. Осадки слоя 9 сохранились не всюду, часто размывы и имеют разнообразный состав. Так, например, близ устья р. Почп (рис. 13, в) они представлены голубовато-серыми алевритами, горизонтально переслаивающимися с серыми и желтыми алевритовыми песками. В 50 м ниже от основной расчистки это темный гумусированный алеврит с примесью растительного детрита, который горизонтально переслаивается с коричневатым (рис. 12, 13, а). В 100 м ниже основной расчистки прослежены алевритовые красноватые пески с прослойками торфа (рис. 13, е), а в 1 км</p>

	ниже устья р. Почы — линза торфа и гиттии, подстилаемая темно-серым горизонтально-слоистым алевритом (рис. 13, ж). Линзы органического материала на контакте слоев 8 и 10 были прослежены в других местах берегового обрыва р. Ваги (рис. 13, а, с) 0,25—1,6	
aIIIvd ₂	10. Песок алевритовый, серый, бежево-коричневато-серый, линзовиднослоистый, с примесью растительного детрита. Пачки линзовиднослоистого песка срезаны горизонтальными плоскостями. Контакт четкий	1,95
aIIIvd ₂	11. Песок мелкозернистый, местами алевритовый, перекрестнослоистый, хорошо отмытый. Контакт четкий, резкий	1,0
a + tIIIvd ₂	12. Песок светло-серый и бежевый, крупнолинзовиднослоистый, мелкозернистый, местами алевритовый, с примесью растительного детрита, который часто наблюдается в виде тонких (0,3—0,7 см) линзовидных прослоек. В расчистке 1972 г. в кровле песков была установлена линза хорошо разложившегося торфа. В результате подмыва берегового обрыва во время паводков линза была разрушена	2,5
aIIIvd ₂	13. Песок алевритовый, серо-бежевый, мелколинзовиднослоистый. Слои линзовиднослоистого песка переслаиваются с горизонтально-слоистым. По всему слою рассеян растительный детрит, который местами имеет линзовидное залегание	1,4—1,5
IIIvd ₂	14. Песок мелкозернистый, светло-серый, хорошо отмытый, сыпучий, с косопадющими прослойками (5—10 см) серо-бежевого алевритового песка с большой примесью намывного растительного детрита, в составе которого передки хорошо окатанные фрагменты коры, веток, стеблей и т. д.	1,5

Вся толща песков (слои 7—14), судя по составу и типу слоистости (Ботвинкина, 1965), скорее всего, является древним аллювием, накопленным в пра-Ваге в обстановке неоднократной смены гидрологического режима и климата. Часть разреза представлена русловым аллювием, но наряду с ним прослеживаются и пойменные фации. Это подтверждается наличием линз старичных отложений (0,4—1,2 м мощностью, 3—7 м протяженностью), образующих самостоятельный, но прерывистый слой 9. Время аккумуляции самой древней из них на контакте слоев 11—12 (рис. 13, д) $\geq 49\,000$ л. н. (Пуннинг и др., 1975). Местами вместо старичного торфа в береговом обрыве обнажен бежевый алевритовый песок или зеленовато-серый алеврит мощностью от 25 см до 2,5 м (рис. 13, в).

Осадки пойменного и старичного аллювия срезаны поверхностью размыва и погребены под русловым аллювием (слои 8—7) новой стадии формирования пра-Ваги. Отложения самого верхнего слоя песков (слой 7) по составу и облику чрезвычайно сходны с песками слоя 4 касьянского разреза (рис. 4). Залегание их под ленточными глинами в Пасьве и под «покровными суглинками» и мореной в Райболе (слой 6), а также преимущественно тундровый характер растительности,

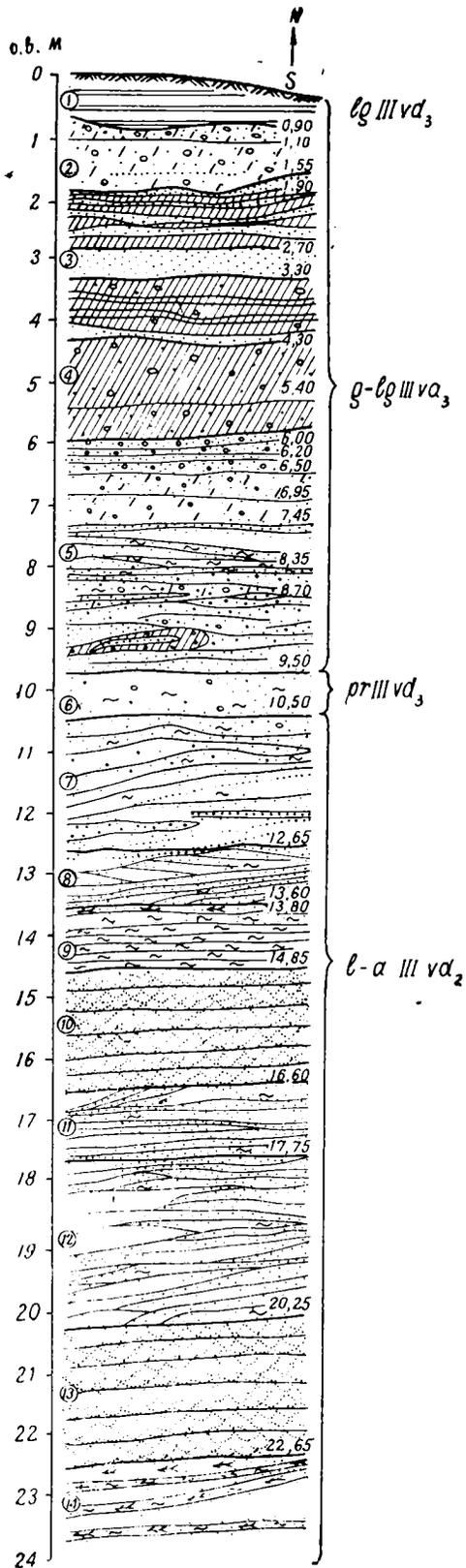


Рис. 12. Разрез Райбола; основная расчистка, 1978 г.
Условные обозначения см. на рис. 4

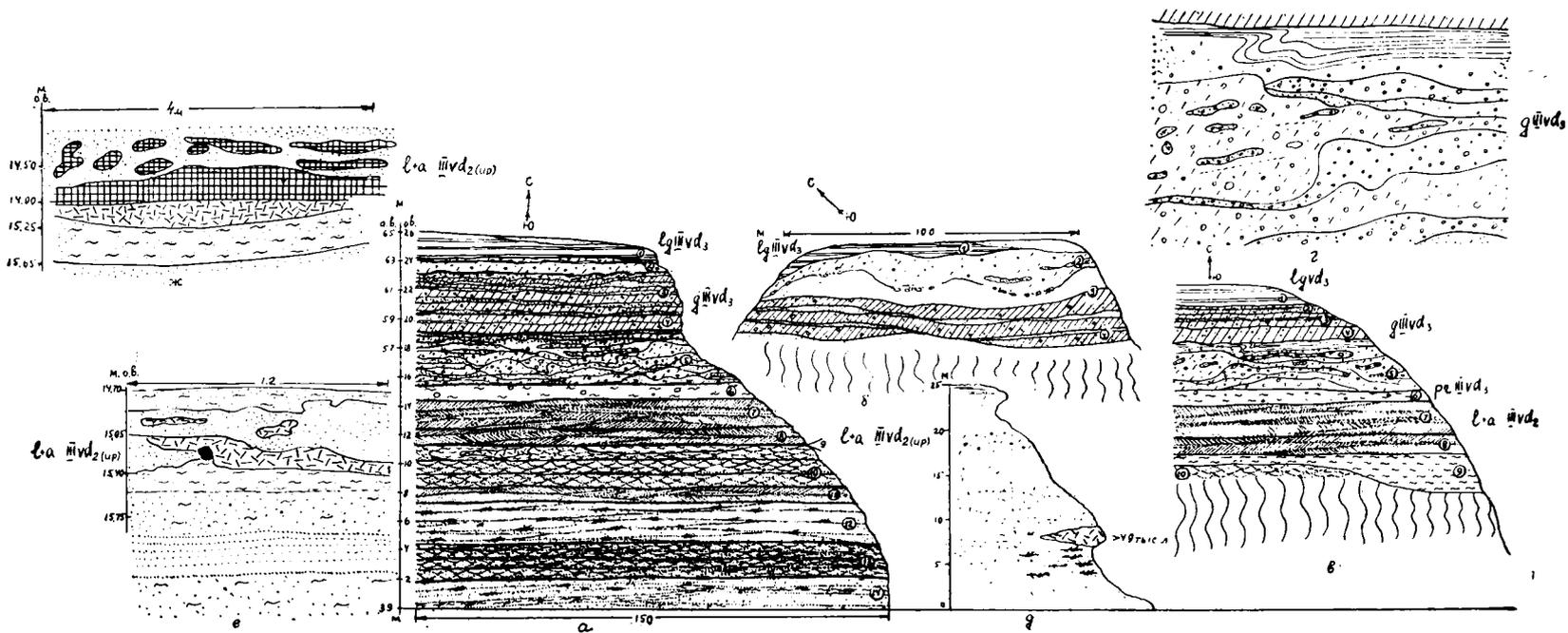


Рис. 13. Разрез Райбола

а — основная расчистка в 0,5 км ниже устья старого русла р. Поча; б — фрагмент верхней части разреза в устье ручья напротив основной расчистки; в — расчистка в 0,3 км ниже устья р. Поча; г — фрагмент слоя 5 разреза «в»; д — расчистка 1972 г. в устье ручья (0,5 км ниже устья р. Поча); е, ж — фрагменты слоя 9. Условные обозначения см. на рис. 4

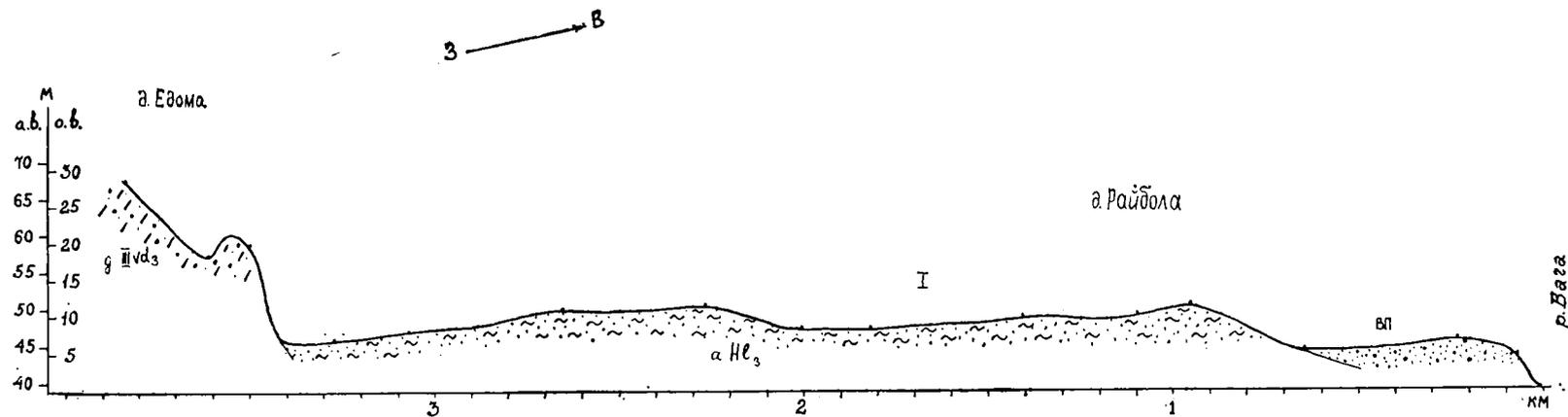


Рис. 14. Геолого-геоморфологический профиль левого берега р. Ваги в районе д. Райбола. Условные обозначения см. на рис. 4

произраставшей в это время (рис. 16), дают основание для предположения о приледниковой эпохе их накопления.

Методом пыльцевого анализа была изучена линза наиболее древнего старичного аллювия (Райбола 1; рис. 13, д; 15) и осадки слоя 9 (рис. 13, е), представленные красноватым алевритовым песком с линзой торфа (рис. 16). В первом случае пыльцевая диаграмма обнаруживает сходство с диаграммой органогенных отложений, залегающих между песками с явлениями криогенеза в пасьвинском разрезе (рис. 7). Это сходство мы видим в составе пыльцы древесных пород, где доминируют ель (более 40%) и береза (более 50%), в обилии пыльцы трав и кустарничков (до 60% и более), создаваемом, главным образом, пыльцой незабудок, злаков и осок — эдификаторов увлажненных грунтов; та же причина кроется в преобладании спор сфагновых мхов в группе споровых растений.

Автохтонность основной массы пыльцы и спор несомненна, в пользу этого говорит большое количество пыльцы на 100 г пробы. Пыльца термофильных пород, по-видимому, аллохтонная, так как, во-первых, она встречена, главным образом, там, где наряду с ней обнаружены зерна дочетвертичного комплекса, и, во-вторых, примесь ее экологически не соответствует доминирующему комплексу. Для автохтонного комплекса более характерны северотаежные, тундровые, арктические, арктоальпийские и тундростепные виды, среди которых можно назвать группу полыней, *Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, *Dryas* sp., *Draba* sp., *Thalictrum alpinum*, *Lycopodium alpinum* и др. По тем же показателям с диаграммой нижней линзы торфа сходна диаграмма более молодых пойменных отложений, вскрытых слоем 9 (рис. 13, 16; интервал 10, 60—10, 15). Отличие состоит в примерно равных соотношениях пыльцы *Picea*, *Pinus* и *Betula*, средние значения которых укладываются в пределах 33—35%.

Неоднократные флюктуации кривых пыльцы сосны, ели и березы, вероятно, обусловлены процессами седиментации либо условиями захоронения пыльцы. Доминирующая группа трав и кустарничков (44—69%) на 32—68% состоит из пыльцы осоковых, заросли которых могли быть обильными как в самой старице, так и в окрестностях. Но вместе с тем обращает на себя внимание большое количество пыльцы *Artemisia* (5—21%) в группе трав и *Betula pappi* (3—12%) в группе древесных пород. Это обстоятельство в сочетании с разнообразием арктических, арктоальпийских и степных видов, о которых говорилось выше, позволяет предположить, что накопление осадков происходило в условиях лесотундровой зоны. Стеногляциальные элементы флоры входили в состав зонального растительного покрова. Еще одну характерную особенность палинокомплекса создает группа антропохоров в составе трав: крапива, подорожник, цикорий, сорные виды маревых и т. д.*

Накопление древнеаллювиальных отложений, залегающих ниже старичных (интервал 9—10,3 м), по-видимому, происходило в обстановке, когда территория находилась в зоне северной тайги, в которой примесь стеногляциальных элементов была несколько меньшей (см. рис. 16). В растительный покров входили: *Picea*, *Larix*, *Lycopodium complanatum*, *L. annotinum*, соответствующие виды *Ericales*, папоротников и т. д. Но автохтонный комплекс в значительной мере затушеван примесью переотложенной пыльцы. О степени переотложения можно судить по обилию дочетвертичных зерен. Источником привноса термофильных элементов (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Osmunda*

* Подробнее см. ниже.

и т. д.), как и наполнения осадков растительным детритом, могли быть органогенные отложения межледникового возраста.

В особую категорию отложений может быть выделен слой 6 (рис. 12, 13, а, в), о котором говорилось выше, — алевритовый лессовидный песок с немногочисленными выветрелыми мелкими валунами и галькой. Отложения, идентичные райбольским, залегают в основании ледникового комплекса в разрезах группы Усть-Паденьга — Осиновское (рис. 8—10). Аккумуляция осадков предшествовала продвижению ледника в бассейн р. Ваги; осадки перигляциального типа, по-видимому, та категория, которую принято классифицировать как «покровные суглинки».

Очень сложное строение имеет ледниковый комплекс (слои 5—2; рис. 12, 13, а—г). В нем переслаиваются моренные или мореноподобные отложения различной мощности, состава, цвета и оттенков цвета.

Разрез Райбола расположен на южном отрезке крупной меандры р. Ваги, вытянутой в западном — северо-западном направлении. В продольном профиле перемишки меандры, ширина которой по шейке не превышает 15 км, на правом берегу р. Ваги прослеживается вся серия террас от пойменной до третьей надпойменной. Третья терраса, прослеживаемая на противоположном, северном, отрезке меандры, интенсивно эродирована р. Вагой, и в ее береговом обрыве на всем протяжении реки между д. Смотраковкой и мест. Химанево, точно так же, как ниже р. Коскары, обнажен разрез (правый берег р. Ваги в устье р. Малой Пинежки, в 1 км ниже д. Смотраковки; рис. 17), сочетающий элементы райбольского и той части шенкурского, которая имеет естественные выходы в г. Шенкурске. На всем протяжении излучины на расстоянии более 20 км с очень небольшими перерывами обнажена толща верхнеплейстоценовых отложений 23—28 м мощностью сходного литологического состава. Под 0,5—1,2-метровым слоем шоколадно-коричневой ленточнослоистой глины залегают морена в виде монолитного пласта серого и коричневатого-серого легкого суглинки с примесью гравия и гальки как местных осадочных, так и пород Кольско-Карельской провинции (кварциты, граниты, гнейсы, габбро и др.). Местами в морене видна полосчатая горизонтальная слоистость и прослойки (20—30 см) голубовато-серого алеврита. При ударе морена разбивается на столбчатые полигональные отдельности. Мощность 2,5—3,5 м, контакт четкий, резкий, почти горизонтальный, подчеркнутый наличием крупных валунов и линз гравийно-галечного материала. Ниже следуют семь горизонтально переслаиваемых слоев хорошо отмытого алевритового и мелкозернистого серого, серо-бежевого и желтого линзовидно- и перекрестнослоистого песка (общая мощность 16—17 м). На глубине 12—12,5 м от поверхности в кровле четвертого слоя песка местами установлены линзы черно-серой гиттии или зеленовато-серого алеврита (до 0,7 м), нередко с обильным растительным детритом (аналог слоя 9 райбольского разреза). Линзы темно-серого алеврита до 0,9 м мощностью обнаружены также на глубине 15,5—16,5 м в кровле 6-й пачки песка (стратиграфический аналог нижней линзы торфа в райбольском разрезе). В основании разреза на высоте 2—3,5 м над урезом обнажены голубовато-серые глинистые алевриты, горизонтально переслаиваемые с серым песчаным алевритом и мелкозернистым песком, переполненным растительным детритом (аналог основания обнажения в г. Шенкурске). В составе детрита встречены окатанные фрагменты древесины, коры, веток. Растительный детрит с примесью крупного песка и гравия более обильен на контакте алевритов с нижней пачкой песков.

Таким образом, в береговом обрыве отсутствуют морские отложения бореальной трансгрессии, а представлены аллювиальные и озерные

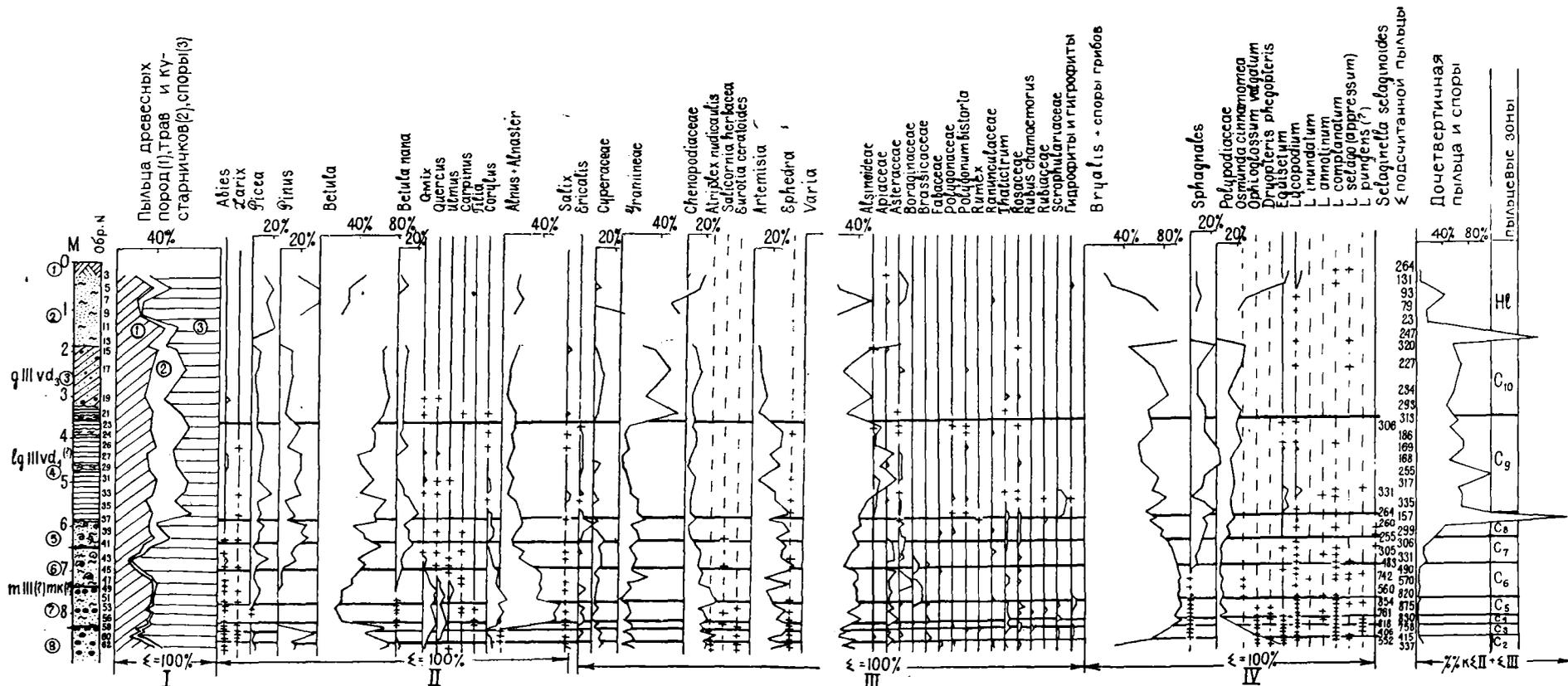


Рис. 18. Пыльцевая диаграмма разреза Сюма.
Условные обозначения см. на рис. 4

РАЗРЕЗЫ р. СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ

Разрезы р. Сев. Двины, изученные нами, представлены отдельными фрагментами верхнеплейстоценовой толщи. Они заполняют древние эрозионные впадины в палеозойских отложениях, слагающих Северодвинский прогиб. В современном рельефе прогиб подчеркнут Северодвинским понижением. Разрезы Красная Горка и Челмохта — Сия, как и упоминаемые в тексте разрезы Емецк, Большая Гора, Липовик, Звон, Почтовое и др., расположены в месте сочленения Северодвинского прогиба с Пинежской впадиной и Вашкинским сводом. Тяготение разрезов Емецк и Большая Гора к депрессии в Северодвинском прогибе, а остальных к Вашкинскому своду предопределило большую мощность верхнеплейстоценовой толщи в первом случае (до 48 м в разрезе Емецк), с залеганием основной части ее ниже уреза реки, и меньшую — во втором, с полным (Красная Горка) или почти полным (Сия — Челмохта и др.) выходом ее в береговых обрывах первой и второй надпойменных террас реки.

Разрез Красная Горка вскрыт в первой надпойменной террасе р. Сев. Двины в устье р. Мал. Шеньги, в 5 км ниже пос. Усть-Ваеньга (рис. 19).

М. А. Лавровой (1937) здесь установлены: темно-серые песчаные глины с *Cardium ciliatum*, *Astarte borealis*, *A. banksi*, *A. crenata* и *v. crebricostata*, *Leda pernula*, *Pecten islandicus*, *Tellina (Macoma) calcarea*, *Saxicava arctica*; в меньшем количестве представлены *Natica clausa*, *N. groenlandica* и др. Ниже были описаны пески глинистые с *Cardium edule*, *C. fasciatum*, *C. elegantum*, *C. echinatum*, *Astarte sulcata*, *Macra elliptica*, *Corbula gibba* и др., залегающие на морене. Судя по спискам фауны, более теплолюбивый комплекс, по М. А. Лавровой, характерен для глинистых песков, т. е. для нижней части морских осадков. В разрезе, изученном нами в устье р. Мал. Шеньги (отметка +16 м абс. выс.), состав осадков сверху вниз следующий (рис. 19)*:

- мощн., м
mIIImk
1. Песок алевритовый, коричневый, мелкокомковатый, измененный почвообразовательными процессами. Изредка встречаются створки раковин плохой сохранности . . . 0,9

* В 1974 г. разрез был обследован нами совместно с Р. А. Раямяз, Р. Карукапп и Т. Какум (Институт геологии АН ЭССР). Тогда же были отобраны раковины на С₁₄. В 1978 г. отбор произведен Х. А. Арслановым.

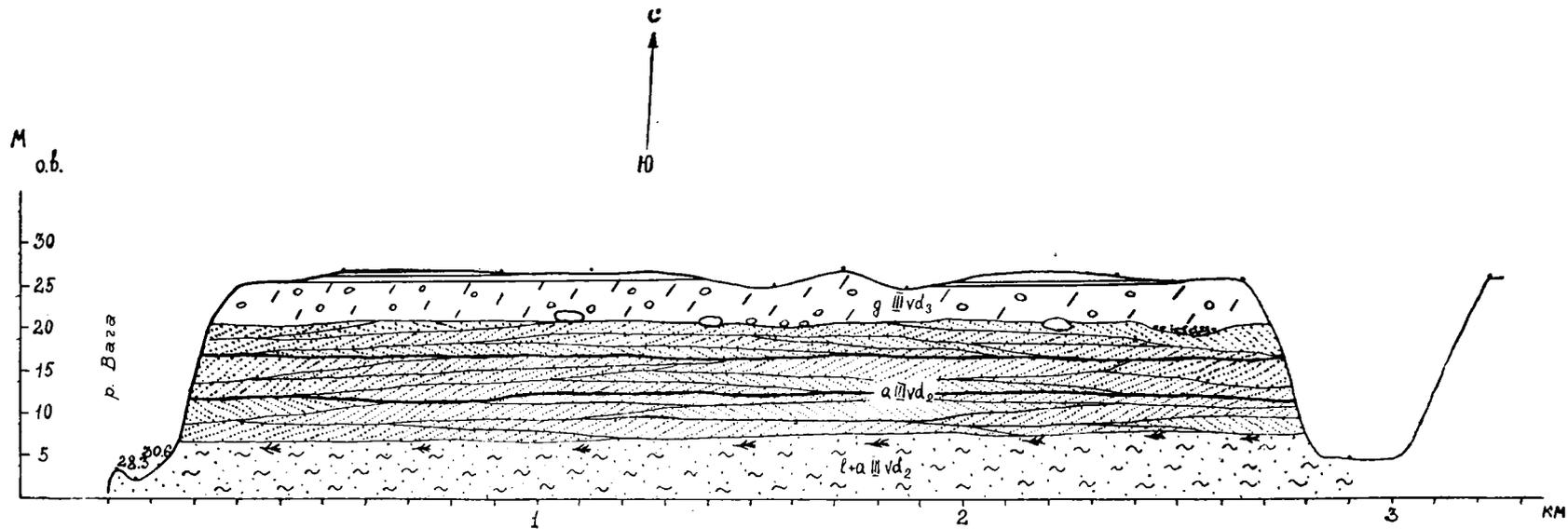


Рис. 17. Разрез Смотраковка, 1978 г.
Условные обозначения см. на рис. 4

gIIIvd ₁ (?)	3. Моренный суглинок, средний, серый, плотный, с гравием, галькой и валунами. Местами наблюдаются линзы коричневого суглинка (40×7—10 см)	1,4
lgIIIvd ₁ (?)	4. Глина голубовато-серая, в сухом состоянии полигонально-оскольчатая, с линзами серого алеврита. Изредка встречаются гравий и мелкая галька. Контакт со слоем 5 четкий, резкий, контур неровный	2,55
mIIImk(?)	5. Песок алевритовый, с примесью гальки (2—3%), особенно обильной в кровле. Изредка встречаются обломки и створки <i>Macoma</i>	0,5
mIIImk(?)	6. Алеврит песчанистый, бежевый, часты створки <i>Macoma baltica</i> , <i>M. calcarea</i> , <i>Tellina</i> sp., <i>Mytilus edulis</i> , <i>Cardium</i> sp.	1,0
mIIImk(?)	7. Алеврит серый и голубовато-серый, с раковинами <i>Macoma baltica</i> , <i>M. calcarea</i> , <i>Mytilus edulis</i> , <i>Cardium</i> sp., <i>Natica clausa</i> , створками <i>Astarte</i> и др.	1,3
mIIImk(?)	8. Песок мелкозернистый, голубовато-серый, с примесью крупнозернистого песка, гравия, гальки. Песок «забит» крупными, хорошо развитыми, толстостенными раковинами <i>Mya truncata</i> (80% от общего числа форм), <i>Saxicava arctica</i> , <i>Leda pernula</i> , <i>Neptunea despecta</i> , рода <i>Astarte</i> , <i>Macoma baltica</i> , <i>M. calcarea</i> (редки), <i>Pecten islandicus</i> , <i>Cyprina islandica</i> , обломки <i>Cardium ciliatum</i> и др.	0,7

Ниже залегает морена в виде красновато-бурого суглинка с обильным гравием и галькой преимущественно палеозойских пород. Выходы ее имеются на других участках р. Сюмы. Визуально она сходна с пасьвинской мореной. Полоса развития морских осадков имеет меридиональное направление и протягивается от р. Сюмы на юг вдоль р. Ваги — в долины рек Ледь и Тарня (Лихарев, 1933).

Межледниковый характер отложений определяет состав фауны. Но еще более это очевидно из результатов спорово-пыльцевого анализа (рис. 18)*. Диаграммой охвачен большой отрезок времени: от начала межледниковья до ледниковья (слои 8—3). В течение климатического оптимума (палинозоны С₃—С₈) последовательность кульминаций дуба, лещины, вяза, граба в общем обнаруживает закономерность, свойственную микулинскому межледниковью (см. зоны С₂—С₈). Но граб появляется несколько раньше обычного (зона С₅) и дает максимум в фазу вяза и все еще высокого содержания пыльцы дуба и лещины (зона С₆). Раньше обычного отмечена пыльца липы, в сущности одновременно с максимумом дуба (зона С₄). Перечисленными особенностями и наличием сравнительно небольшого количества пыльцы ели даже в фазы граба и верхнего максимума ели (С₇) диаграмма разреза Сюма отличается от остальных диаграмм Вагского бассейна (и Северодвинского в целом). В какой-то мере она тяготеет ко второму типу пыльцевых диаграмм микулинского типа (Гричук и др., 1973; Кондратене, 1973). Однозначное решение вопроса пока невозможно.

* Р. А. Раямяэ из слоя 8 были отобраны раковины на радиоуглеродный анализ, а в 1978 г.— Х. А. Арслаповым: Результаты пока не известны.

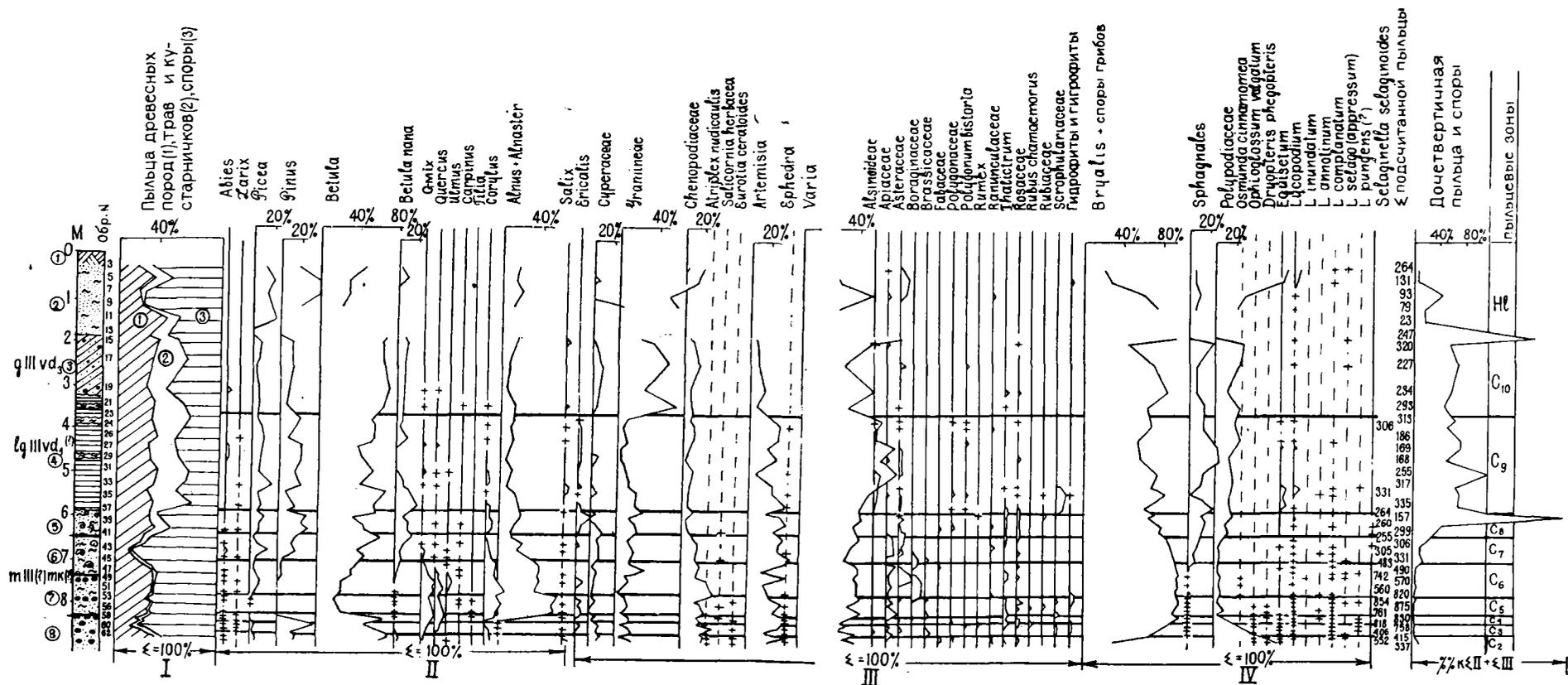


Рис. 18. Пыльцевая диаграмма
Условные обозначения
разреза Сюма.
см. на рис. 4

РАЗРЕЗЫ р. СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ

Разрезы р. Сев. Двины, изученные нами, представлены отдельными фрагментами верхнеплейстоценовой толщи. Они заполняют древние эрозионные впадины в палеозойских отложениях, слагающих Северодвинский прогиб. В современном рельефе прогиб подчеркнут Северодвинским понижением. Разрезы Красная Горка и Челмохта — Сия, как и упоминаемые в тексте разрезы Емецк, Большая Гора, Липовик, Звоз, Почтовое и др., расположены в месте сочленения Северодвинского прогиба с Пинежской впадиной и Вашкинским сводом. Тяготение разрезов Емецк и Большая Гора к депрессии в Северодвинском прогибе, а остальных к Вашкинскому своду предопределило большую мощность верхнеплейстоценовой толщи в первом случае (до 48 м в разрезе Емецк), с залеганием основной части ее ниже уреза реки, и меньшую — во втором, с полным (Красная Горка) или почти полным (Сия — Челмохта и др.) выходом ее в береговых обрывах первой и второй надпойменных террас реки.

Разрез Красная Горка вскрыт в первой надпойменной террасе р. Сев. Двины в устье р. Мал. Шеньги, в 5 км ниже пос. Усть-Ваеньга (рис. 19).

М. А. Лавровой (1937) здесь установлены: темно-серые песчаные глины с *Cardium ciliatum*, *Astarte borealis*, *A. banksi*, *A. crenata* и *v. crebricostata*, *Leda pernula*, *Pecten islandicus*, *Tellina (Macoma) calcarea*, *Saxicava arctica*; в меньшем количестве представлены *Natica clausa*, *N. groenlandica* и др. Ниже были описаны пески глинистые с *Cardium edule*, *C. fasciatum*, *C. elegantum*, *C. echinatum*, *Astarte sulcata*, *Macra elliptica*, *Corbula gibba* и др., залегающие на морене. Судя по спискам фауны, более теплолюбивый комплекс, по М. А. Лавровой, характерен для глинистых песков, т. е. для нижней части морских осадков. В разрезе, изученном нами в устье р. Мал. Шеньги (отметка +16 м абс. выс.), состав осадков сверху вниз следующий (рис. 19)*:

- мощн., м
mIIIImk 1. Песок алевритовый, коричневый, мелкокомковатый, измененный почвообразовательными процессами. Изредка встречаются створки раковин плохой сохранности . . . 0,9

* В 1974 г. разрез был обследован нами совместно с Р. А. Раямяз, Р. Карукипп и Т. Какум (Институт геологии АН ЭССР). Тогда же были отобраны раковины на С₁₄. В 1978 г. отбор произведен Х. А. Арслановым.

На поверхности и склоне террасы, на участке разреза Красная Горка, встречена масса гальки и валунов, в том числе Кольско-Карельской провинции: разнообразных гранитов, гнейсов, кварцитов, зеленокаменных пород и т. д. Возможно, скопление валунов является следствием размыва верхней морены, которая некогда залегала на морских осадках.

Состав палинозон KA_1 — KA_2 (рис. 19), соответствующих грубо-зернистым пескам слоя 4, сформирован в условиях размыва и перетложения пыльцы (см. спектры дочетвертичной пыльцы). Спектры, синхронные осадкам, создает преимущественно пыльца берез с большим количеством *B. папа* в их составе (до 40%). Им вторит большое количество пыльцы трав и кустарничков с преобладанием полыней и маревых. По-видимому, накопление осадков происходило в позднеледниковых условиях. Состав доминантов фауны, обнаруженной в отложениях, такому выводу не противоречит. Но М. А. Лавровой (1937) для аналогов этого слоя приведен теплолюбивый комплекс фауны. Возможно, данное противоречие найдет объяснение в дальнейших исследованиях. Обращает на себя внимание отсутствие в диаграмме зоны KA_3 и резкая смена спектров на контакте слоев 3 и 4. Осадки слоя 3 залегают на осадках слоя 4 с размывом. Фаза размыва, если вспомнить разрезы группы Колешка — Пасьва, совпадает с первой фазой аккумуляции торфа в прибрежных зонах морской трансгрессии. Преждевременно говорить о причине регрессии в эту фазу, как и на рубеже оледенения и зоны KA_1 , но очевидность регрессии вряд ли можно оспаривать. Большая часть разреза Красная Горка была накоплена в фазу климатического оптимума (слои 2—3). Наличие значительного количества пыльцы древесных широколиственных пород (до 28%) в фазу климатического оптимума (зоны KA_4 — KA_7) создает представление о растительности, в составе которой большую роль играл неморальный флористический комплекс: *Quercus robur*, *Ulmus laevis*, *U. scabra*, *Corylus avellana*, *Acer*, *Tilia cordata*, *Carpinus*. Растительность в фазу климатического оптимума существенно отличалась от современной на территории Архангельской обл. (Карта растительности, 1971; Флора Северо-Востока., 1974, 1976, 1977) и в целом была сходна с межледниковой (Гричук, 1961, 1973). Верхняя часть слоя 2 и нижняя слоя 1 были накоплены в фазу верхнего максимума ели того же межледниковья (зона KA_8). Эта фаза достаточно хорошо представлена на диаграмме максимумом пыльцы ели (40%) и пихты (до 7%) и нарастанием сфагновых мхов из папочвенной растительности. Полыни и маревые, доминирующие в группе трав и кустарничков, надо полагать, в основном состоят из прибрежно-морских форм. Большая часть слоя 1 накапливалась в последнюю стадию межледниковья, несущую явные признаки похолодания: полное исчезновение неморальных видов из состава растительности, в которой доминирующими становятся сосна, береза и сопутствующие им виды в травянисто-кустарничковом покрове (для сосны — верескоцветные и злаки, для березы — злаки и разнотравье). Оледенение в разрезе Красная Горка не представлено. Первая терраса на данном участке абразионная и верхняя часть ее эродирована.

Группа разрезов, очень сложная по строению и не менее сложная по интерпретации, находится на правом берегу р. Сев. Двины, ниже пристани Челмохта. Один из них, разрез Сия, приурочен к правобережному обрыву первой надпойменной террасы Сев. Двины выс. 11—13 м, в 4 км ниже пристани Челмохта, напротив пос. Сия. Разрез

изучался М. А. Лавровой (1937), В. Г. Легковой (1961, 1967), а позже З. К. Корольковой. В 1974 г. он обследовался нами с участием эстонских коллег (Р. А. Раямяэ, Т. Какум, Р. Карукяпп), которыми был произведен отбор фауны на радиоуглеродный анализ, повторно изучался автором в 1978 г., когда после весеннего паводка разрез был обнажен полностью (рис. 20, а—в). Верхняя часть его в наилучшем виде представлена по восточному борту долины ручья, который пересекает обнажение примерно посередине (рис. 20, б), а нижняя — в береговых выходах на р. Сев. Двине (рис. 20, а). В сводном виде сверху вниз состав отложений следующий:

		мощн., м
gIIIvd ₃	1. Суглинок коричневоый, оскольчато-полигональный, с гравием, галькой и валунами, примесь которых к подошве увеличивается. В верхней половине слоя видна полосчатая, горизонтальная слоистость. Мощность неравномерная, залежание с размывом (см. рис. 20, а, б)	1—2,5
fgIIIvd ₃	2. Галечник с заполнителем из грубозернистого песка. Вверх по ручью мощность слоя возрастает и под галечником залегает перемятый песок, то алевритовый светло-серый, то разнозернистый серо-бежевый. Галька и валуны рассеяны по всему слою. Здесь же встречена линза (50×30 см) сильно перемятого торфа. Контакт неровный (рис. 20, а)	0,7—2,5
gIIIvd ₃	3. Суглинок плотный, массивный, темно-серый, с примесью гравийно-галечного материала, более обильного в кровле слоя. Контакт неровный	0,8—2,2
fgIIIvd ₃	4. Песок вверху гравийный, коричневато-бежевый, книзу красновато-бурый, разнозернистый, полосчатослоистый, с примесью гравия и гальки; валуны встречаются реже. В основной расчистке глина серая, песчаная. Контакт с размывом (рис. 20, а)	0,4—1,7
mIIIvd ₁ (s)	5. Суглинок серый, в выветрелом состоянии мореноподобный, рассыпается на полигональные отдельности; на свежем срезе массивный, плотный, темно-серый, с углистыми примазками (разложившаяся органика), с малакофауной, частота встречаемости которой книзу увеличивается. Доминируют <i>Mascoa calcarea</i> и <i>M. baltica</i> . Створки тонкие, легко рассыпаются. Рассеяны гравий и галька, примесь которых обильнее в кровле. Контакт четкий, резкий (рис. 20, а, б)	1,3—2,1
mIIIvd ₁ (s)	6. Песок мелкозернистый коричневатосерый, уплотненный, с галькой, гравием и многочисленной малакофауной: <i>Mascoa baltica</i> , <i>M. calcarea</i> , <i>Balanus hammeri</i> , реже встречаются <i>Leda pennula</i> ,	

Mytilus edulis, *Astarte*, *Pecten*. Кроме цельных, масса битых створок. Контакт четкий, контур неровный; в подошве встречаются окатыши глин. Слой имеет пологое падение на юго-восток (рис. 20, а, б)

mIII_{mk}

0,15—0,5

7. Глина темно-серая с синевой, очень плотная, массивная, в сухом состоянии образует блоковые отдельности (40×60, 30×20 см). Встречаются гравий, галька и малакофауна, в составе которой доминируют *Cardium ciliatum*, *Leda pernula*, *Saxicava arctica*, *Astarte*. В подошве нередко сажисто-черные пятна (разложившаяся органика?)

0,4—2,6

lgII_{ms}

8. Горизонт перемыва: слева (ниже по течению р. Сев. Двины) — прослой мелкозернистого песка с примесью перемятых раковин малакофауны, сглаженных, сильно окатанных, неопределимых; вверх по Сев. Двине прослой песка переходит в липзовиднослоистую шоколадно- и тем-

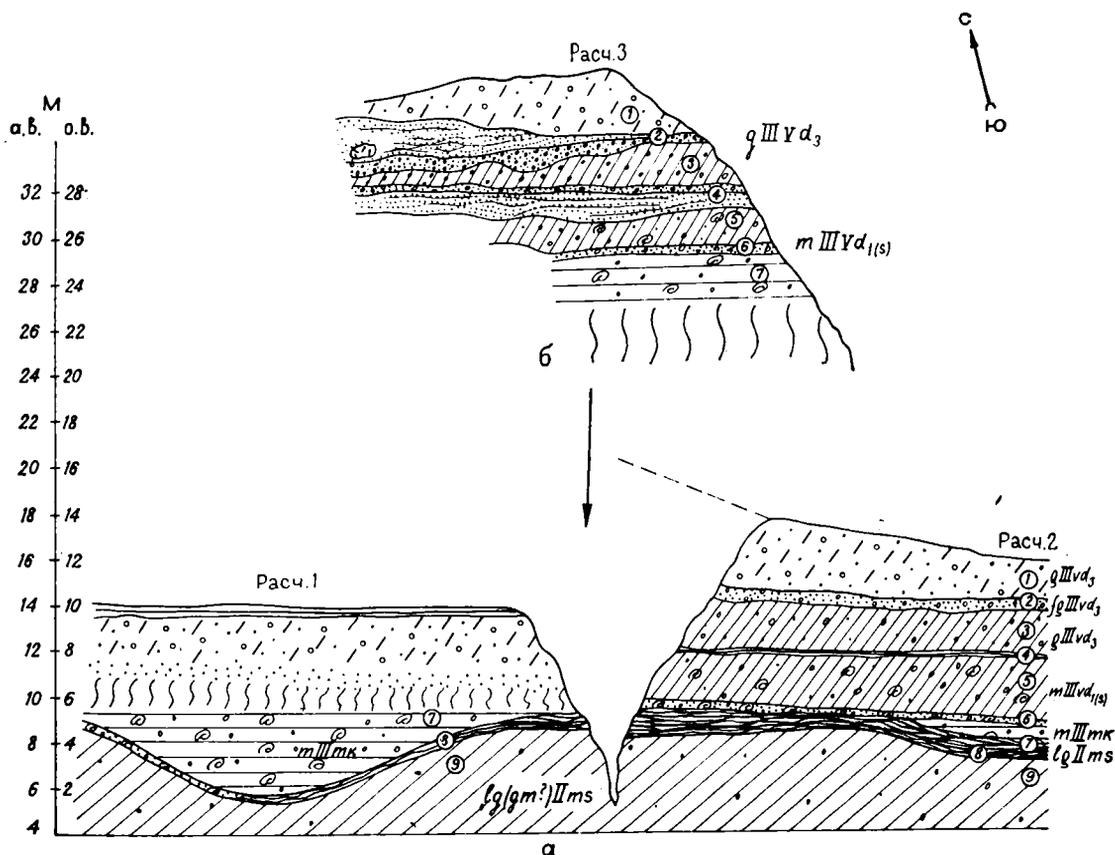


Рис. 20. Разрез Сия, правый берег р. Сев. Двины, 1978 г.
а — разрез Сия со стороны реки; б — разрез тот же в устье ручья.
Условные обозначения см. на рис. 4

	но-серую тонкослоистую глину (рис. 20, а)	0,1—0,7
lg (gm?) Пms	9. Суглинок очень плотный, буровато-коричневый, рассеяны гравий и галька. Изредка встречаются мелкие валуны.	
	Вскрытая мощность	0,5—3,6

Таким образом, в сийском разрезе под сложнопостроенным комплексом ледниковых отложений (слои 1—4) вскрыты две пачки морских отложений (слои 5—7) (рис. 20), залегающие с размывом друг на друге и на подстилающих осадках. Нижняя из них вскрыта первой расчисткой, верхняя — второй. Нижняя пачка залегает на осадках, генезис которых трудно определим (слой 9), визуальнo в какой-то мере они сходны с осадками, залегающими в подошве шенкурского разреза. Возможно, отложения имеют ледниково-морской генезис и были накоплены в условиях позднеледникового (ms²). Этот вывод в какой-то степени подтверждается результатами пыльцевого анализа (рис. 21, 22). Осадки слоя 9 характеризуются общим очень высоким содержанием пыльцы трав и кустарничков (до 54%), преобладанием пыльцы березы в группе древесных пород, а пыльцы полыни в группе трав и кустарничков*. Несмотря на большое переотложение (см. содержание дочетвертичных компонентов и ольхи), можно довольно уверенно сказать, что доминирующий комплекс в составе растительности создавали травянисто-кустарничковые ассоциации, в составе которых возможно даже ведущую роль играли элементы щебнистых и незакрепленных грунтов (полыни, некоторые злаки, *Eurotia ceratoides*, *Selaginella selaginoides* и др.); лесная растительность была представлена, главным образом, березняками.

В обстановке некоторых изменений физико-географических условий шло накопление осадков горизонта перемыва (слой 8) и низов нижней пачки морских отложений. Доминантом по-прежнему оставалась береза. В связи с изменениями фациальной обстановки усилилось переотложение пыльцы. Поэтому палинокомплекс, синхронный осадкам, в значительной мере затушеван (зона KA₁). С некоторой долей вероятности можно предположить, что на его формировании сказалось небольшое увеличение ели и сосны в составе древесных пород и их спутников в напочвенном покрове и травяно-кустарничковом ярусе, который оставался доминирующим. Условия сохранялись суровыми. Обстановка была более стабильной при аккумуляции средней части нижней морской пачки. В палинокомплексе по-прежнему доминирует пыльца берез, но содержание *V. папа* в их составе последовательно сокращается, роль травянисто-кустарничковых и группы споровых становится более разнообразной, а количество лесных видов увеличилось (KA₂). Пыльца термофильных пород в палинозонах ms-KA₂, несомненно, является переотложенной, так как ее присутствие противоречит доминирующему комплексу. Последовательное изменение климата еще более сказалось на формировании палинокомплекса зоны KA₃. Доминирующими остаются береза и ее спутники из злаков и разнотравья, но пыльца лесных древесных пород превалирует.

Группа пыльцы трав в палинокомплексе сокращается до минимума (2—3%). Последовательное потепление климата завершилось

* Кривая *Betula папа* не отражает истинного содержания пыльцы этого вида из-за общей плохой сохранности зерен, по которым не всегда можно сделать видовые определения.

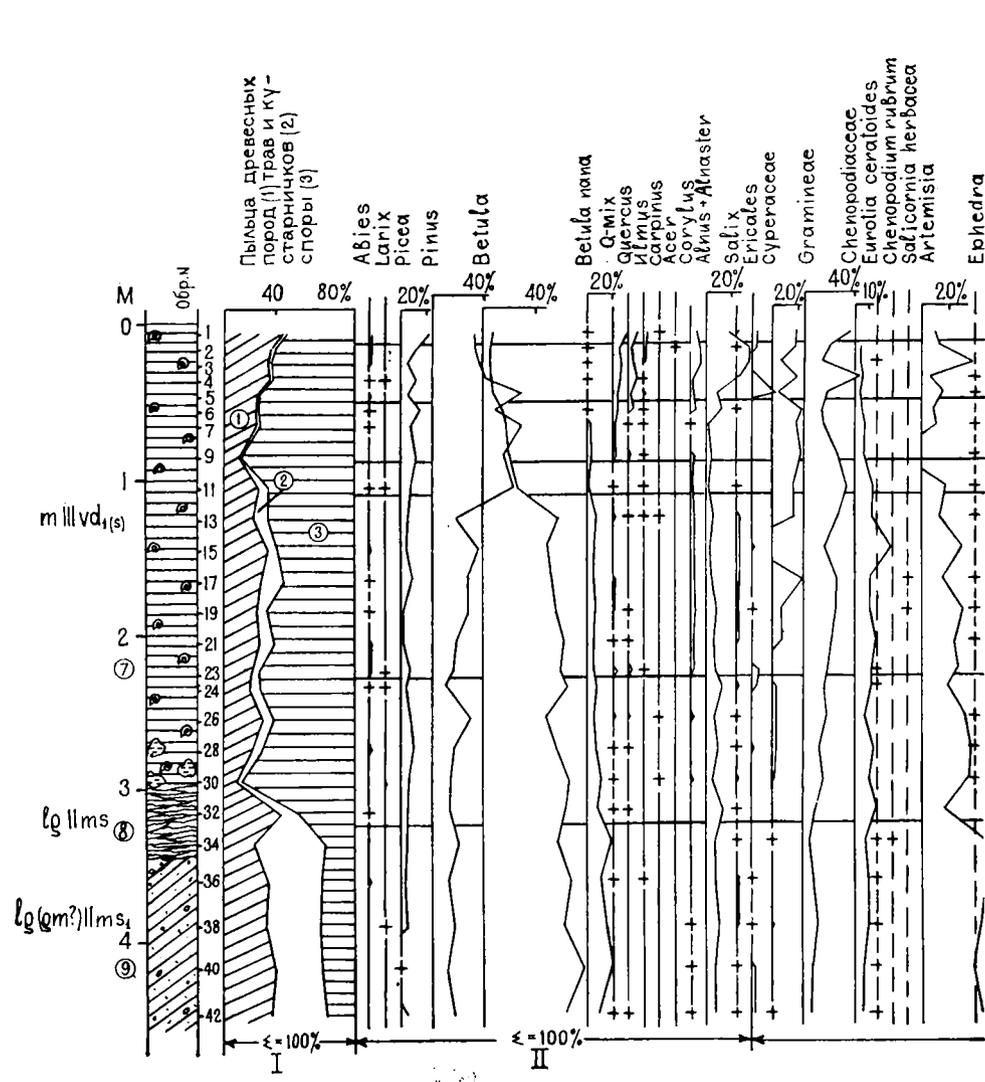


Рис. 21. Пыльцевая диаграмма разреза Ся, расчистка 1. Условные обозначения см. на рис. 4

климатическим оптимумом, который, возможно, соответствовал максимуму морской трансгрессии (рис. 21). Наиболее характерными особенностями палинокомплексов являются: преобладание сосны из ведущих компонентов (особенно в зоне КА₄), постоянно большая примесь пыльцы ели (до 20% в зоне КА₆) и постоянная примесь пыльцы древесных широколиственных пород (до 10%) и лещины (до 13%). Несмотря на невысокий процент пыльцы последних, в их максимумах усматривается закономерная последовательность: первым кульминирует дуб (палинозона КА₄), затем дуб, вяз и лещина (плюс ольха) (палинозона КА₅). Осадки, соответствующие зонам КА₄—КА₆, накапливались в эпоху преобладания лесной растительности разнообразного флористического состава. Заметную роль играла примесь термофильных пород. Кровля нижней пачки морских отложений в первой расчистке срезана абразией. По этой причине в пыльцевой диаграмме нет

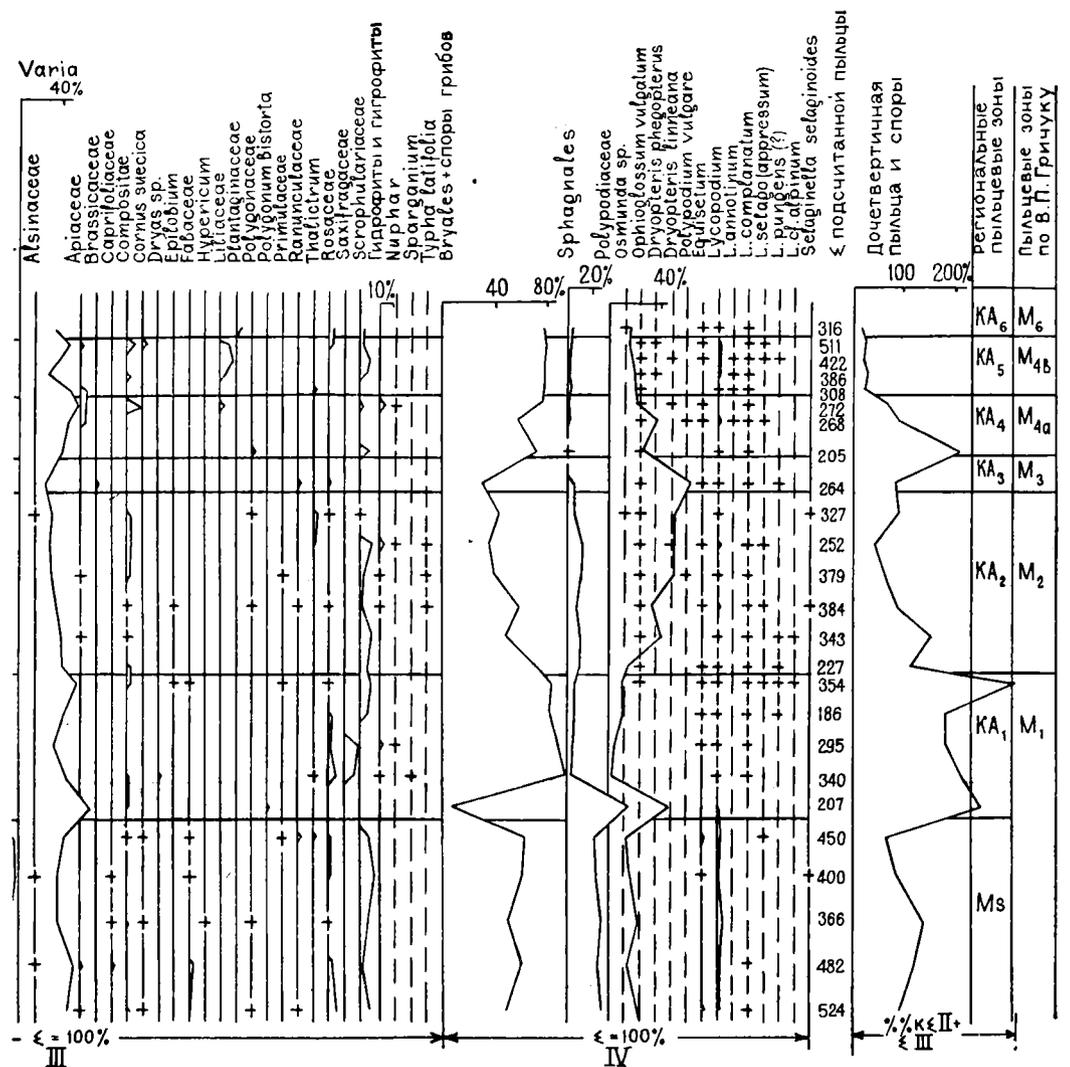


Рис. 22. Пыльцевая диаграмма разреза Ся, расчистка 2. Условные обозначения см. на рис. 4

завершенности в развитии растительного покрова. Наиболее близким палинологическим аналогом диаграммы является нижняя морская толща шенкурского (зоны КА₁—КА₆; рис. 11) и архангельского разрезов (зоны I—VI б; Плешивцева, 1972). От диаграммы пасьвинского разреза все три диаграммы отличаются меньшим содержанием пыльцы древесных широколиственных пород и лещины и меньшим количеством ели в ее нижнем максимуме (зона КА₁). Разрезы занимают более северное географическое положение, и примесь широколиственных пород могла быть меньшей, чем в районе Пасьвы.

Во второй расчистке нижняя морская пачка представлена маломощным фрагментом (рис. 20, 22; слой 7). Верхняя пачка морских осадков не имеет ничего общего с нижней ни по литологическому составу осадков, ни по палинокомплексам и залегает с размывом (слои 6—5). Она начинается с галечниковых песков, переполненных малакофауной

травяного покрова и споровых растений. Из трав доминируют разнотравье и злаки, а из кустарничковых — вересковые. Пыльца термофильных элементов, вероятно, переотложена из нижней пачки морских отложений. Аккумуляция осадков происходила в условиях среднетаежной тайги современного типа в обстановке потепления. Вверх по разрезу нарастает количество пыльцы группы трав и кустарничков (до 20%); пыльца сосны из кульминирующей становится подчиненной, а пыльца березы с нарастающим количеством *Betula pampa* — доминирующей (КА_{12a-n}). Время накопления морских отложений верхней пачки (слой 5) завершается фазой последовательного вытеснения таежной растительности березняками с постепенным замещением части лесной растительности травяно-кустарничковой и кустарничковой.

М. А. Лавровой осадки сийского разреза целиком были отнесены ко времени максимума бореальной трансгрессии. В. Г. Легкова (1961, 1967), имевшая возможность изучить морские отложения не только на Сев. Двине, но и на ее притоках — Калажме, Пиньгише, Ваймуге, Сисе, первой высказала мысль о присутствии на этих реках, кроме «двинских слоев», пачки морских серых плитчатослоистых суглинков с обедненной тонкостенной малакофауной угнетенных форм: *Littorina littorea*, *Leda pernula* f. *typica*, *Balanus hammeri*, *Vuccinum undatum*. В отдельных разрезах был установлен прослой песка с фауной *Astarte borealis*, *Tellina calcarea*, т. е. смешанного состава. Обе пачки морских отложений В. Г. Легкова отнесла к бореальной трансгрессии, но полагала, что формирование верхней части разреза происходило позже «двинских» глин (бореальной трансгрессии — Э. Д.), в несколько иных фациальных условиях и в условиях похолодания. Итак, осадки были коррелированы с бореальной трансгрессией.

По нашим представлениям, строение, текстурные особенности, состав фауны и характер пыльцевой диаграммы позволяют нижнюю часть морских отложений сийского разреза (слой 7) коррелировать с морскими отложениями пасьвинского, шенкурского, оспновского и архангельского разрезов (зоны КА₁—КА₆). Верхняя пачка морских осадков (слои 6—5) как по текстурным особенностям, так и по пыльцевой диаграмме существенно отличается от нижней, но по литологии идентична осадкам стрельбицких слоев Кольского п-ова (Гудина, Евзеров, 1973), с которыми автор имела возможность ознакомиться на р. Варзуге в 1978 г., благодаря любезности кольских коллег. Но на Кольском п-ове (р. Варзуга) аналоги верхней пачки залегают над осадками бореальной трансгрессии (аналог «двинских слоев» на р. Ваге) в более ясных стратиграфических условиях, отделяясь от них не только поверхностью размыва, как в Сисе, но и перекрытой мореной (?) или флювиогляциальными отложениями. Наличие общих черт в составе и строении разрезов, существенная разница между диаграммой сийского разреза и диаграммой пасьвинского и их стратиграфических аналогов позволяют сделать вывод о более молодом возрасте морских осадков верхней пачки сийского разреза.

Ввиду отсутствия стратотипа назовем потепление, соответствующее верхней пачке морских отложений сийского разреза (паллиозона КА_{11a-6}), местным названием — сийским, по лучшей его выразительности в этом разрезе. По-видимому, верхняя часть данного разреза сопоставима с верхней пачкой морских отложений разреза Усть-Паденьга и со слоем 5 шенкурского разреза. Во всех перечисленных разрезах эти осадки залегают стратиграфически выше морской толщи, охарактеризованной зонами КА₁—КА₉. Именно на этом основании мы продолжаем индексацию зон вверх по разрезу.

Кровля морских отложений в сийском разрезе абрадирована, и над ними (слои 1—4) залегает комплекс ледниковых отложений столь же сложного состава и столь же выразительных текстур, присущих материковому оледенению, какие были установлены в райбольском разрезе (см. выше). Разрез, сходный по составу с сийским, был изучен нами в 1 км ниже пристани Челмохта (в 4 км выше сийского). В сущности В. Г. Легковой, К. И. Поликарповой, Ю. В. Чернышевым аналогичное строение разрезов установлено на р. Калажме и других притоках р. Сев. Двины. К этой же серии разрезов, вероятно, относятся разрезы Липовик, Звоз, Почтовое и др. (Лаврова, 1937; Смирнова, 1967). Двучленное строение морской толщи в Северодвинском бассейне, ниже разреза Красная Горка, вряд ли можно оспаривать. Вопрос лишь в том, каким рангом (межледниковым или межстадиальным) следует оценивать время аккумуляции осадков верхней пачки морских отложений и какое место она занимает в абсолютном летоисчислении (см. следующий раздел).

Не менее трудна интерпретация группы разрезов, известных в низовьях р. Сев. Двины между устьем р. Пинеги и г. Архангельском. Их местоположение приурочено к области юго-восточного окончания Кандалакшского грабена, выделяемого В. А. Дедеевым и др. (1969). Двинская губа Белого моря была подвергнута интенсивному ледниковому выпахиванию, чередующемуся с ледниковой аккумуляцией и морскими межледниковыми трансгрессиями. Это обстоятельство в сочетании с тектонической природой Двинской губы привело к накоплению мощной толщи верхнеплейстоценовых отложений, подчас превышающих 100 м. В береговом обрыве р. Сев. Двины обнажена только верхняя часть толщи, заполняющей Северодвинскую впадину (Плешивцева, Гриб, 1965; Легкова, 1967; Плешивцева, 1972 и др.). Нижняя глинистая часть разреза в этих выходах со времени работ К. А. Воллосовича (1900) и М. А. Лавровой (1937) большинством исследователей относилась к первой, океанической, фазе бореальной трансгрессии, а верхняя, песчанистая, — к беломорской. Позже в стратиграфической схеме С. А. Яковлева (1956) глинистая толща была скоррелирована с третьим, а песчанистая — с четвертым новомежледниковьем. Э. С. Плешивцевой и В. П. Грибом (1965) песчаная фация расценивалась регрессивной фазой бореальной трансгрессии. В интерпретации В. Г. Легковой (1967) глинистые осадки имеют микулинский возраст, а верхняя часть разреза, сопоставляемая ею с беломорской трансгрессией, датируется молодого-шекспинским межледниковьем.

Из серии однотипных разрезов нами изучался разрез Первомайский, вскрытый р. Сев. Двиной в левобережном обрыве третьей надпойменной террасы в 3 км выше пос. Первомайский (ныне г. Новодвинск), в 0,5 км ниже устья р. Мечки. Порядок залегания и состав осадков в расчистке I (рис. 23, а) сверху вниз таков:

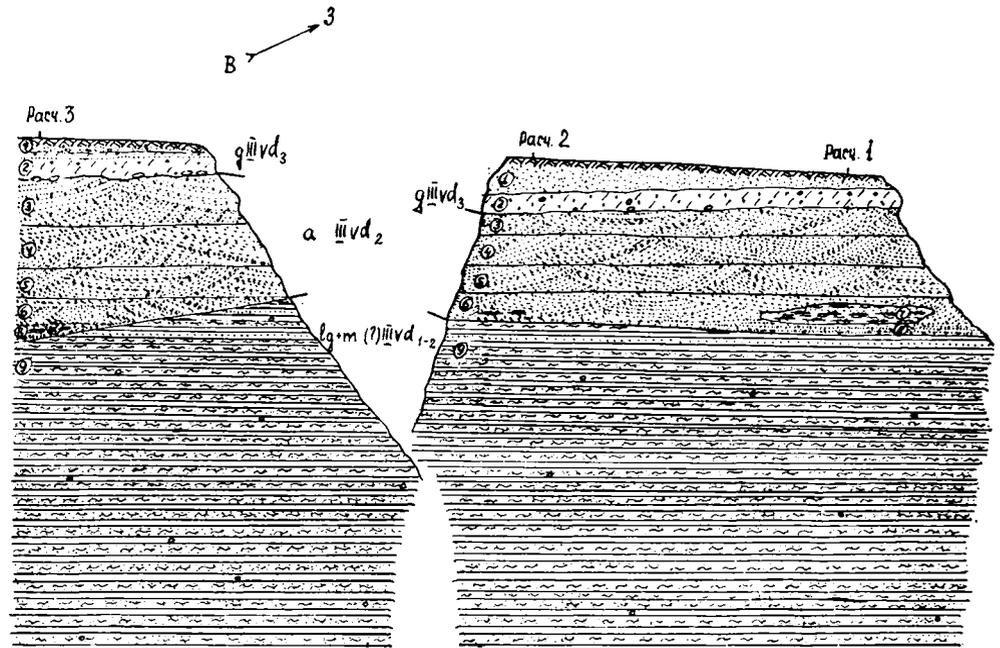
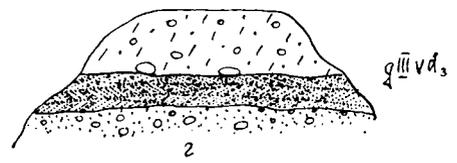
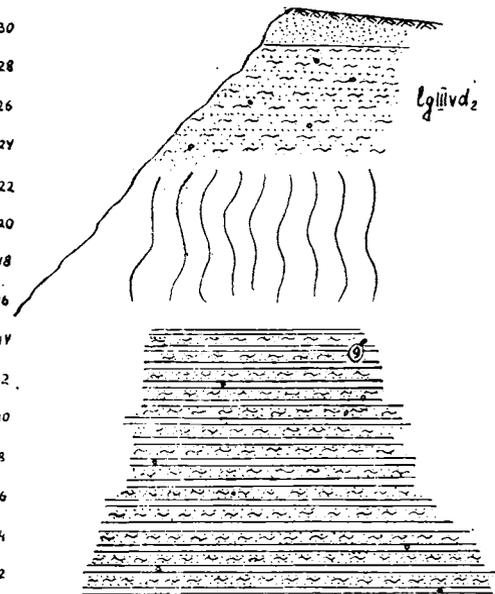
	мощн., м
ИП ₁	1. Песок бежевый и серо-бежевый, мелкозернистый, хорошо отмытый, вверху задернованный 0,7—1,8
gIIIvd ₃	2. Мореноподобный суглинок, во влажном виде голубовато-серый, плотный, массивный, в сухом — серый, оскольчатопolygonальный. Рассеяны гравий и галька, реже встречаются валуны. Примесь обломочного материала обильнее

на контакте со слоем 3. Местами в суглинке прослеживается полосчатая горизонтальная слоистость. Контакт четкий, режкий 1,0—1,6

В д. Сопка, на более высоких отметках в 0,5 км к западу от обнажения, карьером вскрыт буровато-коричневый, массивный, очень плотный, полигонально-оскольчатый валунный суглинок более типичной морены (рис. 23, г).

aIIIvd ₂	3. Песок мелкозернистый, светло-бежевый, вверху темно-бежевый, хорошо отмытый, перекрестнослоистый; местами имеется примесь разнозернистого песка либо прослойки темно-серого алевритового песка. Контакт четкий	1,4—2,4
aIIIvd ₂	4. Песок мелкозернистый, бежевый, хорошо отмытый, переслаивается с разнозернистым, местами гравийным. Слоистость перекрестная. Контакт четкий	1,6—2,5
aIIIvd ₂	5. Песок мелкозернистый и алевритовый, серо-бежевый, хорошо отмытый, с прослойками ржаво-желтого, гравийного песка в середине слоя. Слоистость перекрестная. Контакт четкий	1,2—2,2
a—IIIvd ₂	6. Песок мелкозернистый, бежевый, хорошо отмытый, перекрестнослоистый, с прослойками песка грубозернистого, ржаво-желтого, с малочисленным ракушечным детритом в подошве и линзами органогенных отложений в верхней части слоя. В расчистке 1 в линзе органогенных отложений торф горизонтально переслаивается с гумусированным алевритом и мелкозернистым серым песком. Протяженность линзы 6 м, мощность 0,75 м. От слоя 7 линза отделена разнозернистым, ржаво-желтым песком с примесью гравия, гальки и мелких многочисленных фрагментов раковин (рис. 23, а). Контакт со слоем 7 резкий, с размывом	1,5—2,5
lg+m(?)IIIvd ₁₊₂	7. Глинистый алеврит, во влажном состоянии голубовато-серый, в выветреном — коричневатого-серый, горизонтально переслаивается с серым алевритовым песком и темно-серой глиной, а в кровле с мелкозернистым песком. Изредка в алевритах встречаются гравий и галька. Кровля алевритов повсеместно размыва (рис. 23, а, б). В верхней части толщи, вскрытой береговым обрывом в устье р. Мечки, алевриты серые горизонтально переслаиваются с мелко- и среднезернистым песком желто-серым, нередко с примесью гравия. Мощность, вскрытая рекой	10—28

МОБ.
34
32
30
28
26
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6
4
2



(1967). По анализам С. Ф. Баш, кроме доминирующей пыльцы ели (12—25%), сосны (5—30%) и березы (6—75%), в песках содержится пыльца дуба, граба, вяза, липы (2—3%). Из-за отсутствия пыльцевой диаграммы в работе В. Г. Легковой и сведений по количеству образцов, в которых была установлена пыльца древесных широколиственных пород, а также из-за отсутствия сведений по общему числу подсчитанных зерен пыльцы эти данные трудно сопоставить с нашими. Пыльца широколиственных пород нами не была установлена ни в одном из образцов.

В моренном суглинке слоя 2 (рис. 25) содержится гетерохронный комплекс пыльцы, который в полной мере соответствует генезису осадков, накопленных, по-видимому, в фазу оледенения при поглощении ледником разновременных отложений. Но основным источником питания, терригенным материалом, вероятно, была глинисто-алевритовая толща, с которой морена сходна как по вещественному составу, так и по составу пыльцы. В морене зерна пыльцы и спор, даже дочетвертичных, имеют еще худшую сохранность, чем в осадках слоя 7. Преобладают деформированные, смятые зерна с перфорированной поверхностью, заполненной точечными вкраплениями, с трещинными или обломанными краями. Вся пыльца и споры фоссилизированы.

Очень трудно определить аналоги сийских слоев в низовьях р. Сев. Двины. В самой первой сводке сведений по фауне бореальных отложений, созданной Н. Книповичем (Книпович, 1906), перечень видов с привязкой к местонахождениям дан для разрезов только того отрезка р. Сев. Двины, который расположен между устьем р. Пинеги и несколько ниже д. Варды. Так, для глин, вскрытых ниже д. Варды, приведены: *Natica clausa* Brod. et Sow., *Admete viridula* Fabr., *Mytilus edulis* L., *Pecten islandicus* Müll., *Leda pernula* Müll., *Cardium groenlandicum* Chemn., *Cyprina islandica* L., *Astarte crebricostata* Fabr., *A. banksi* Leach., *A. compressa* L., *Macoma calcarea* Chemn., *Mya truncata* L., *Panopea norvegica* Spenql., *Saxicava arctica* L., *Lepeda coeca* Müll., *Margarita groenlandica* Chemn., *Rhynchonella psitacea* Chemn. Из лужичанских видов назван только *Cardium fasciatum* Mont.

Самый полный список фауны дан Н. Книповичем для осадков, вскрытых между р. Вардой и д. Марково. Кроме видов, перечисленных выше, в него входят: *Buccinum undatum* L., *Trophon clathratus* L., *Bela regulata* Tros., *Pecten groenlandica*, *Joldia (Portlandica) intermedia* (M. Sors)?, *Nucula tenuis* Mont. v. *quoldi* Phil., *Balanus hammeri*, *Cardium ciliatum* Fabr. и др. Комплекс холодноводный, сходный с сийским.

Список фауны приведен для разреза в д. Ильинское с дополнениями из *Cardium elegantulum* Beck. и *Mastra elliptica* Brown, но они единичны и не создают доминирующего комплекса. Наличие фауны в глинисто-алевритовой толще установлено только для участка между устьем р. Пинеги и несколько ниже д. Варды. Сведения по разрезам, расположенным ниже по течению Сев. Двины, отсутствуют и, по-видимому, не случайно. Отсутствуют такие сведения, с привязками к конкретным разрезам, и в работе М. А. Лавровой (1937). Нет их и в более поздних публикациях (Легкова, 1961, 1967; Плешивцева, Гриб, 1965; Плешивцева, 1972). Складывается впечатление, что в низовьях р. Сев. Двины стратиграфические аналоги разрезов группы Усть-Пинега—Варда залегают на более низких гипсометрических отметках и погружаются под урез воды. Та часть толщи, которая залегает выше уреза воды и вскрыта обнажениями в районе пос. Первомайского, а также в Боброво, Лявле, Чевакино и т. д., была накоплена позже. Разновозрастность отложений, насыщенных фауной, и осадков, распространенных на р. Сев.

Двине ниже по течению, вытекает и из анализа пыльцевых диаграмм. В пыльцевой диаграмме В. П. Гричука (1946), составленной для разреза Варды, доминирует пыльца хвойнотаежного флористического комплекса. Возникает вопрос: не являются ли эти отложения стратиграфическими аналогами верхней морской пачки сийского разреза, охарактеризованного максимумом пыльцы ели? Что касается глинистой толщи, вскрытой между д. Боброво и пос. Первомайским, то она характеризуется преобладанием пыльцы березы.

РАЗРЕЗ ШИЛЕГА, Р. ПИНЕГА

Чрезвычайно интересные уточнения для стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Архангельской обл. дает разрез района ст. Шилега на левом берегу р. Пинеги, в 20 км к западу от пос. Карпогоры. Он находится в области Карпогорского поднятия, причлененного к Вашкинскому своду с северо-запада. Мощность покрова четвертичных отложений незначительна — 1—5 м. В 1964 г. при разработке карьера, расположенного на водораздельном плато в 3 км к югу от станции, в морских осадках на глубине 2,5 м от дневной поверхности, был обнаружен отличной сохранности скелет, принадлежащий особи из сем. китообразных*. В 1972 г. карьер был обследован нами. На абсолютных отметках около 62 м были установлены (описание сверху вниз):

		мощн., м
prIIIvd ₃	1. Буровато-красный легкий суглинок, мелкокомковатый, рыхлый, с примесью гравия, гальки и мелких валунов, нередко выветрелых. Контакт четкий	0,5
mIIIvd ₁ (s)	2. Песок серо-бежевый, мелкозернистый, хорошо отмывтый, с горизонтальными линзовидными прослойками песка буровато-красного. Контакт нечеткий	0,75
mIIIvd ₁ (s)	3. Песок серо-бежевый, мелкозернистый, сыпучий, с горизонтальными прослойками ракушечника мощн. 25—20 см (<i>Tellina baltica</i> , <i>T. calcarea</i> , <i>Mytilus edulis</i> , <i>Cyprina islandica</i> , <i>Joldia arctica</i> и др.), с примесью гальки, гравия и мелких валунов. Контакт резкий, четкий	1,3
gmIIIvd ₁ (kr)	4. Темно-коричневый моренный суглинок, оскольчато-полигональный, уплотненный, с обильным гравием, галькой и окатанными валунами местных осадочных пород (мергели, песчаники, алевроиты и др.) и пород Кольско-Карельской провинции (граниты, гнейсы, диабазы и др.). В кровле морены на контакте со слоем 3 обильны створки <i>Saxicava arctica</i> и <i>Joldia arctica</i> отличной сохранности, сомкнутые; ниже они встречаются реже	1,0

Разрезом вскрыты ледниково-морские (слой 4), прибрежно-морские (слой 3), постепенно замещаемые песками без фауны (лагунно-морскими?) (слой 4), и покровные суглинки (слой 1). Широкое распространение

* Сообщение работника Архангельского краеведческого музея Л. А. Гасконского. Уникальная находка не была своевременно вывезена и для науки утрачена. Сохранились лишь фотокопии. Поиски хотя бы фрагментов скелета, предпринятые нами, не увенчались успехом.

ние покровных суглинков удалось наблюдать при пересечении водораздельного плато между рр. Пинегой и Сев. Двиной, на территории, не подвергнутой последнему оледенению (рис. 1). На радиоуглеродный анализ в Институт геологии АН ЭССР были переданы часть позвонка, имеющегося в краеведческом музее г. Архангельска, и наши сборы малакофауны.

При палинологическом изучении ледниково-морских отложений (слой 4) было установлено, что сумма дочетвертичной пыльцы и спор в 3—5 раз превосходит количество четвертичной пыльцы. В составе последней группа древесных пород образована, главным образом, пыльцой березы (40—70%) и сосны (20—50%); в виде небольшой примеси встречена пыльца ели (3—5%). Группу трав и кустарничков, количество которой достигает 17—38% от общего состава пыльцы и спор, создают, в основном, полыни и неопределенные цветковые. Существенными чертами отличия характеризуется пыльца прибрежно-морских отложений слоя 3. Зерна дочетвертичной пыльцы и спор по-прежнему доминируют. Но содержание четвертичной пыльцы на 100 г осадка выше, группа древесных пород достигает 60%, а группа трав и кустарничков составляет 8—25%; 70—100% их дают злаки и разнотравье, разнообразное по составу. Из древесных преобладает пыльца березы (35—53%), дополняют ее сосна (17—34%) и ольха (12—35%), примесь ели небольшая, но выше, чем в слое 4 (1—18%). Пыльца дуба, вяза (до 5%) и лещины (до 10%) достигает максимальных значений в той части слоя, которая вмещала костные остатки. В слое 2 количество пыльцы древесных пород возросло до 65—73% от общего состава. Сосна в группе древесных, а разнотравье (45—63%) и злаки (22—38%) в группе трав и кустарничков здесь доминируют. Но 20—35% пыльцы древесных пород составляет береза и 5—9% ель.

Разрезом Шилега зафиксирован полный цикл в развитии водоема: стадия максимума трансгрессии с накоплением ледниково-морских отложений, обмеление водоема, размыв марногляциальных и накопление прибрежно-морских осадков — регрессия, снижение береговой линии моря и накопление отложений без фауны. Природные условия во время накопления осадков были несравненно более суровыми, чем при накоплении пасьвинских, осиновских, шенкурских и красногорских морских отложений, охарактеризованных зонами КА₁—КА₉. Этот вывод следует и из состава малакофауны, в которой доминируют бореальные (слой 3), арктические и арктобореальные виды (слой 4), и палинокомплексов. Накопление морских осадков здесь совпадает не с фазой максимума дуба, а с субарктической. Климатический оптимум был умеренно теплым, более коротким, примесь широколиственных пород незначительной, схема смены фаз развития растительности более простой и состояла из четырех ритмов вместо девяти.

Палинокомплексы разреза Шилега обнаруживают наибольшее сходство с зонами КА₁₂—КА₁₁ сийского разреза. Палинокомплекс, синхронный марногляциальным отложениям, идентичен зоне КА₁₂. Палинокомплекс, синхронный слою 3, сходен с комплексом пыльцы подзоны КА_{11a} того же разреза. Палинокомплекс слоя 2 обнаруживает аналогию с палинокомплексом подзоны КА_{11b} сийского разреза. В стадию аккумуляции лагунно-морских (?) отложений в составе растительного покрова преобладали хвойноэтажные леса. Сходство с сийским разрезом сказывается как в аналогии палинокомплексов, так и в соответствии этих комплексов тем же стадиям в развитии водоема, какие восстанавливаются по сийскому разрезу.

РАЗРЕЗЫ НИЗОВЬЕВ РЕК МЕЗЕНИ И ПЕЗЫ

В число разрезов, способных внести ясность в стратиграфические построения по верхнему плейстоцену, входит серия разрезов в низовьях р. Мезени и на р. Пезе, расположенных в 100—110 км к югу от Полярного круга. Основная часть бассейна р. Пезы находится в районе Цемской и Верхнепезовской котловин с мощностью четвертичной толщи до 120 м, низовья р. Пезы и прилегающий к ней участок р. Мезени — в районе Няфтинской депрессии (Дедеев и др., 1969). Депрессия и котловины разделены Нижнемезенским валом, сложенным верхнепермскими породами. Выходы четвертичных отложений до 35 м мощностью образуют цепь обнажений на р. Пезе выше д. Лобан; ниже д. Лобан и на р. Мезени четвертичные отложения мощностью не более 15—25 м заполняют ложбинообразные понижения в кровле верхнепермских пород.

Разрезы были объектом изучения большого числа исследователей. Оценка стратиграфического положения отдельных горизонтов и даже генезиса осадков неоднозначна. Так, например, Ф. Н. Чернышев (1891), Н. А. Кулик (1926) и Е. Н. Былинский (1962, 1970) полагали, что постплиоценовые отложения имеют главным образом морской и ледниково-морской генезис, причем максимум трансгрессий совпадал с ледниковыми эпохами. Но эта концепция не нашла поддержки у большинства исследователей. Более того, свои оценки генезиса осадков изменил Е. Н. Былинский (1980). Ныне он считает возможным выделить в верхнем плейстоцене Мезенского бассейна две морены двух оледенений, разделенных морскими осадками двухфазной трансгрессии микулинской эпохи. Еще раньше две трансгрессии, но разделенные эпохой оледенения, выделял для этого района Ю. Л. Рудовиц (1947). Но к предпоследнему интергляциалу Ю. Л. Рудовиц отнес морские пески, вскрытые р. Пезой в д. Елкино, а все остальные выходы морских отложений, развитые к западу от этой деревни, — к последнему. М. А. Спиридонов и С. В. Яковлева (1961) выделили на р. Пезе осадки северной и бореальной трансгрессий и трех оледенений, но скоррелировали их со стратиграфической схемой С. А. Яковлева (1956). Первая из трансгрессий была отнесена к первому, а вторая — ко второму новомежледниковью; соответственно морена, разделяющая их, соотносена с первым, а перекрывающая осадки бореальной трансгрессии — со вторым новоледниковьем. А. А. Малахов (1940) морские отложения р. Пезы относил к днепровско-валдайскому межледниковью, соответственно нижнюю морену — к днепровскому, а верхнюю — к валдайскому оледенению. Позиция А. А. Малахова была подтверждена нами (Девятова, Лосева, 1964). Вся серия разрезов, в том числе в низовьях рек Мезени и Пезы, была отнесена к микулинскому межледниковью. Аналогично стратиграфическая принадлежность разрезов была решена В. Г. Легковой (1965) и в большинстве геолого-съёмочных отчетов. Опираясь на данные бурения, Э. И. Девятова и В. Г. Легкова признали наличие в бассейне р. Пезы осадков более древней, северной, трансгрессии и предшествующего ей оледенения.

Так как методика исследований в течение последних десятилетий претерпела значительные изменения, совместными усилиями Института геологии Карельского филиала АН СССР и АН ЭССР было решено повторить обработку наиболее информативных разрезов рек Пезы — Мезени.

В группе разрезов бассейна р. Мезени наиболее ценны два: а) разрез Бычье, вскрытый правобережным обрывом первой надпойменной террасы р. Пезы 14 м высотой, в 0,5 км ниже д. Бычье (рис. 26);

можно предположить, что перерыв в осадконакоплении существовал (рис. 26, 27). Выше следуют светло-бежевые мелкозернистые пески, местами алевритовые, но чаще с линзовидными прослойками среднезернистого песка с примесью гравия и гальки и с линзовидными прослойками гравийного песка (1,5—5,5 м). Фауна представлена небольшим числом видов и экземпляров *Mascota baltica*, *M. calcaea*, *Mytilus edulis* L. Еще выше установлены мелкозернистые желтые пески без фауны (до 1,8 м) с прослойками гравия и гальки; залегание с размывом. Они завершают разрез первой надпойменной террасы рек Мезени и Пезы и, по-видимому, имеют аллювиальный генезис.

Морена в разрезах отсутствует. В пос. Затон нижняя часть морских отложений закрыта оползнями, а верхняя в большей мере, чем в Бычьем, срезана эрозией. Разрезом Бычье впервые для района раскрыт полный цикл развития растительности, синхронной осадкам. По комплексу пыльцы в диаграммах можно выделить несколько зон (рис. 26): первой следует палинозона (Ms) — максимума березы (пыльцы до 99%) с содержанием *Betula ppa* до 25% и максимума пыльцы группы трав и кустарничков (до 40%); им соответствует повышенное количество *Salix*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Gramineae*. По-видимому, палинокомплекс сформирован доминантами стеногляциальной флоры в фазу тундростепи и березового редколесья. КА₁ — палинозона березы с примесью сосны и ели, отличается от предыдущей слабо выраженным пиком ели (до 11%) и несколько сократившимся значением *Betula ppa*. Остальные изменения мало существенны. КА₂ — палинозона березы и сосны, по существу сходна с предыдущей, но в ней наметилась тенденция к сокращению группы трав и кустарничков и, следовательно, кардинальная перестройка в составе растительности с переходом от перигляциальной тундростепной фазы, с лесами паркового типа, к лесной. КА₃ — зона максимума сосны с примесью ели и березы.* Лесной характер растительности этой и последующих фаз виден из всей серии признаков: резкого сокращения группы трав и кустарничков и абсолютного преобладания лесных мезофитов над всеми остальными компонентами. КА₄—КА₇ — зоны, сформированные палинокомплексами климатического оптимума в фазу смешанных хвойно-широколиственных лесов с последовательной сменой максимумов наиболее характерных компонентов растительности (рис. 26, 27): максимума дуба (КА₄), вяза и первой половины максимума лещины (КА₅), второй половины максимума лещины, несколько сократившимся составом дуба и вяза, компенсированным примесью граба (КА₆), максимума граба и наметившимся нарастанием пыльцы ели (КА₇). Палинокомплекс зоны КА₈ сформирован в фазу лесов среднетаежного типа, когда количество ели достигло максимального для района значения (пыльцы до 32% в разрезе Затон).

В связи с размывом осадков из разрезов Бычье и Затон выпала зона КА₉, представленная в диаграммах других разрезов (рис. 5, 6, 10, 11) близкими соотношениями сосны, березы и ели. Не случайно в отложениях, синхронных зоне КА₁₀, в составе переотложенной пыльцы древесных широколиственных пород присутствует, главным образом, граб, который доминировал в зоне КА₇ (рис. 27). Последствия интенсивного размыва сказались в примеси пыльцы древесных широколиственных пород и лещины выше по разрезу. О степени переотложения говорят два фактора: экологическая несовместимость с доминирующим комплексом и возросшая примесь дочетвертичной пыльцы и спор (до 200% в разрезе Затон).

* Из-за большого количества спор зеленых мхов и грибов лесной характер спектров в палинозоне КА₃ затушеван.

Палинокомплекс зоны КА₁₀, судя по максимуму берез и В. папа в их составе, а также трав и кустарничков (до 17%), сформирован растительностью, сходной с растительностью современной предтундровой зоны. Обилие пыльцы полыней здесь, как и во всем разрезе, по-видимому, следует объяснять не столько криоксеротическими условиями, сколько преобладанием среди них прибрежно-морских форм. Однако зона КА₁₁ с доминантами из ели, сосны и березы с кустарничковым и кустарничковым ярусом из Ericales, Salix, Betula папа характеризует растительность северотаежного типа во время накопления осадков слоя 5 и нижней части слоя 6. Осадки зоны КА₁₂ с доминантами из пыльцы березы, трав, кустарничков и кустарников, которые к концу зоны полностью вытесняют ель и почти полностью сосну, накапливались в условиях стойкого похолодания.

Нижняя пачка, охарактеризованная пыльцевыми зонами КА₁—КА₈, сопоставима с отложениями, вскрытыми в среднем течении р. Пезы, а также в основании террас на рр. Цеме, Цеце, Оне и т. д. Из сравнения палинокомплексов с современным зональным растительным покровом Архангельской обл. (см. выше) следует, что нижняя пачка была накоплена в условиях межледниковья, с климатом более теплым, чем современный. По последовательности кульминации доминирующих пород пыльцевые диаграммы разрезов Бычье и Затон обнаруживают несомненное сходство с диаграммами таких разрезов Северодвинского бассейна, как Пасьва, Осиновское, Шенкурск, Красная Горка (рис. 5, 6, 10, 11, 19). Ими охвачен большой диапазон времени в развитии растительности и в истории морского водоема.

Палинозоны КА₁₀—КА₁₂, соответствующие верхней пачке морских отложений, характеризуют новую эпоху в истории растительности и новую стадию в развитии морского водоема. Климатические условия, синхронные трансгрессии, были близки к современным тех же широт,

В большинстве выходов морских отложений в бассейне Пезы — Мезени отсутствует морена, которая подстилала бы или перекрывала всю серию осадков. Мощные выходы морены в виде массивного серого валунного суглинка известны на р. Пезе лишь в районе Вирюги — Лобан, где они перекрыты морскими осадками и залегают на отметках 30—50 м абс. выс. Маломощная линза морены, перекрывающей морские осадки, синхронные зонам КА₁—КА₉, известна в единственном обнажении — Орловец. Сюда же автор относит морену, залегающую на морских осадках в д. Елкино на р. Пезе и на континентальных отложениях в д. Сафоновской и на р. Варчушке (притоке р. Пезы). Исследования А. С. Лаврова (1974) в области ледникового покрова позволяют наши выводы считать правомерными.

РАЗРЕЗЫ ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ

Межледниковые отложения, представленные морскими глинами и суглинками, реже песками, широко распространены в районе древнейших Онежской и Ладожской котловин (Покровская, 1937 б, 1939; Шешукова, 1939; Лаврова, 1939, 1946, 1961; Горецкий, 1949; Черемиснова, 1952; Бискэ, 1959; Ладожское озеро, 1978 и др.). Серия разрезов районов гг. Петрозаводска и Олонца была объектом исследований автора ранее (Девятова, 1972, 1973), но еще большая часть разрезов была изучена И. М. Экманом (Апухтин, Экман, 1967). Ему же принадлежит описание скважин В. Видлица и Вас. Бор, пробы которых были переданы автору для анализа (рис. 28, 29). Состав осадков и пыльцевая диаграмма в большем объеме представлены в скважине В. Видли-

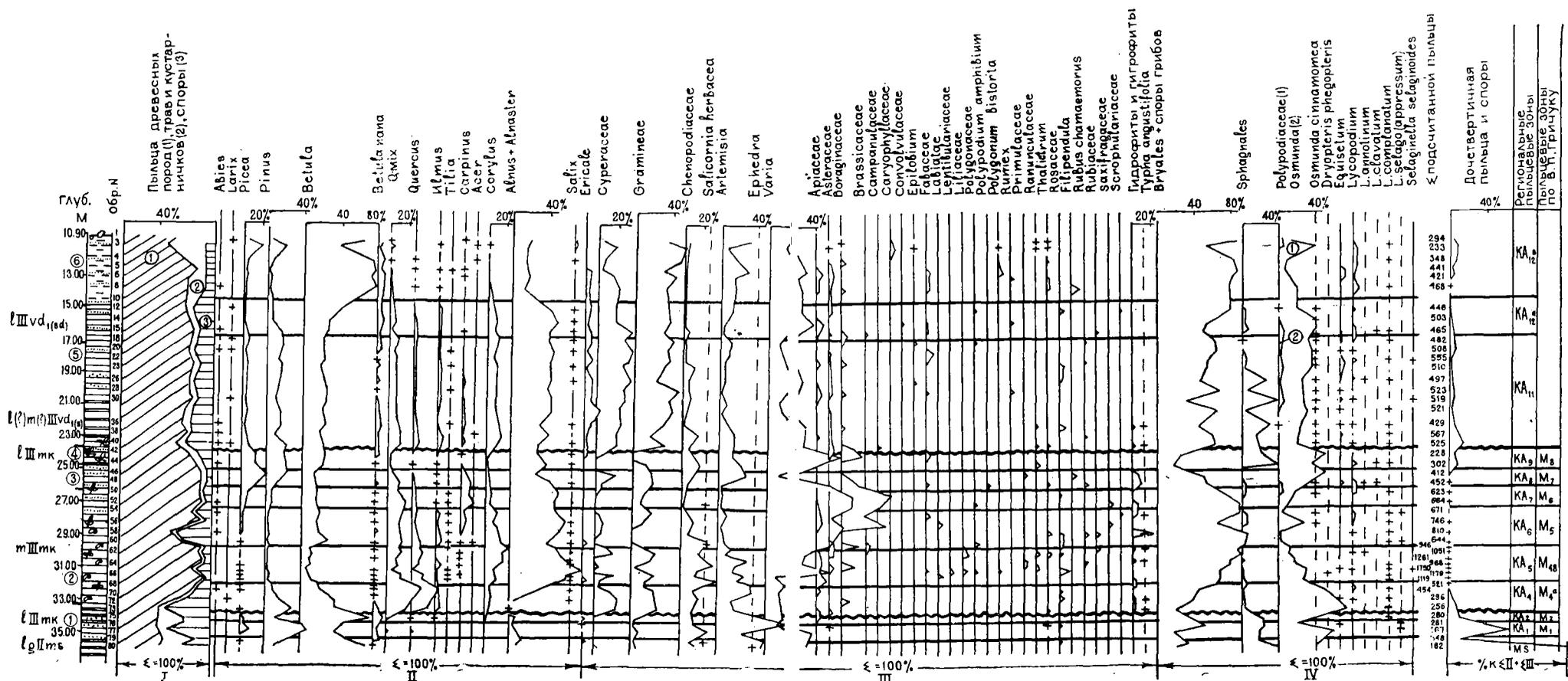


Рис. 28. Пыльцевая диаграмма разреза В. Видлица.
Условные обозначения см. на рис. 4

на, разбуренной в одноименном поселке на коренном берегу р. Видлица (82,3 м абс. выс.), в северо-восточном Приладожье. Второй из разрезов — Вас. Бор — вскрыт скважиной в восточном Приладожье в д. Вас. Бор (25 м абс. выс.) к югу от Олонца (рис. 1). Несмотря на расстояние, которое разделяет разрезы (55 км), и разницу в абсолютных отметках кровли морских межледниковых отложений (67 м и —10 м соответственно), состав изученной толщи идентичен. В разрезе Вас. Бор в основании вскрыты супеси, глины и суглинки (общая мощн. 22 м) предположительно одинцовского возраста, покоящиеся на валунно-галечных отложениях (7 м). В В. Видлице разрез начинается с верхнеплейстоценовых отложений, которые в том и другом случае представлены зеленовато-серой глиной, местами ленточнослоистой (2—2,6 м). Выше следуют зеленовато-серые неслоистые глины с тонкими створками морских раковин *Tellina*, *Astarte* и др. и с примесью растительного детрита (6—6,7 м), далее идут серые глины с тонкими прослойками пылеватого песка (2,7 м) и серые глины с обильными растительными остатками (1 м). Еще выше (рис. 28) залегают слегка зеленоватые серые неяснослоистые глины с тонкими прослойками пылеватого песка (6,2 м). Завершают разрез неясногоризонтальнослоистые супеси с прослойками светло-желтого песка (4 м). В разрезе Вас. Бор

осадки слоев 4—6 отсутствуют, а на размытой кровле глин с фауной залегают мелкозернистые пески (8,5 м).

Для нижней половины разреза характерна выразительность пыльцевых зон каждого интервала. В ленточнослоистых глинах выделяются палинокомплексы зон *ms*, КА₁, КА₂. Их объединяет наличие элементов стеногляциальной флоры, повышенное количество пыльцы группы трав и кустарничков (до 40%), с преобладанием полыней и маревых, и максимума березы (до 82%). На этом фоне выделяется зона КА₁, сформированная растительностью, в которой появились таежные элементы флоры. Перечисленные особенности согласуются с представлениями, полученными по разрезам Сев. Двины — Ваги и низовьям Мезени, о перигляциальной растительности с лесами паркового типа в начале эпохи. Но здесь, как и в разрезе Красная Горка, не выявляется зона КА₃ с палинокомплексом, характерным для ксеротических условий (пыльца сосны дает в нем максимум). По-видимому, смена фацнальной обстановки (переход от озерной к морской фазе) неблагоприятно сказалась на захоронении пыльцы. Не отличается хорошей сохранностью пыльца в осадках начала морской стадии и климатического оптимума (зона КА₄), но это обстоятельство не помешало выявить комплекс, который занимает закономерное положение в разрезе. Палинокомплексы

ПЫЛЬЦЕВЫЕ ЗОНЫ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

ОТЛОЖЕНИЯ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (II (ms))

Наиболее полная пыльцевая диаграмма по осадкам московского оледенения и верхнего плейстоцена получена по разрезу Пасьва (рис. 5, 6). Остальные разрезы и пыльцевые диаграммы к ним дополняют пасьвинский разрез (рис. 10, 11, 19, 26—29).

В морене, представленной красно-бурым валунным суглинком (gIIms) с обильным гравием местных осадочных пород, вскрытой разрезами Пасьва и Красная Горка, отмечено незначительное количество пыльцы и спор гетерогенного комплекса, в котором доминирует дочетвертичный (рис. 6). Повышенному содержанию дочетвертичной пыльцы и спор вторит большое количество ольхи и полыни, зерна которых, судя по повсеместному совпадению их обилия с максимумами дочетвертичной пыльцы и спор, способны переносить многократное переотложение. Соотнесение морены с московским оледенением основано, во-первых, на залегании ее ниже осадков, микулинский возраст которых достаточно достоверен (см. ниже), во-вторых, на результатах термолюминесцентного датирования, давшего возраст 161 000 л. н. (Девятова и др., 1981). В пользу континентального генезиса морены говорят, прежде всего, ярко выраженные текстуры захвата и «растаскивания» в приконтактной зоне и, помимо этого, отсутствие в осадках какой бы то ни было органики, кроме пыльцы.

По содержанию палиноморф немногим отличаются от морены ленточные глины (lgIIms; зона Ms), залегающие на неровной кровле морены в разрезах Пасьва, Шенкурск, Вас. Бор (рис. 5, 11, 29), Смотровка (Девятова, Лосева, 1964). Здесь также присутствует гетерохронный комплекс с преобладанием дочетвертичного. Спорадическая встречаемость пыльцы термофильных пород (*Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus* и др.), экологически несовместимых с доминирующим комплексом из тундровых и северобореальных мезофитов и микротермов (*Betula nana*, *Botrychium boreale*, *Lycopodium pungens*, *Selaginella selaginoides*, *Rubus chamaemorus*, *Alnaster fruticosus*, *Pinus sibirica*), арктических и арктоальпийских ксерофитов (*Draba* sp., *Dryas* sp.), а также обилие дочетвертичной пыльцы и спор свидетельствуют о том, что палинокомплекс данного интервала формировался в условиях интенсивного переотложения. Тем не менее часть пыльцы лесных мезофитов (*Betula* sect. *Albae*, *Alnus incana* и др.), пыльцу гипоарктических, арктических и арктоальпийских видов, по-видимому, можно считать синхронной осадкам. Их дополняет пыльца пионерной растительности из числа мезофитов и ксерофитов, не свойственных современной флоре севера Русской равнины (*Ephedra*, *Eurotia ceratoides*). По всем особенностям, в том числе по высокому содержанию пыльцы группы трав и кустарничков (до 32%), флористические комплексы интервала могут быть от-

несены к разряду стеногляциальных криоксеротической стадии (Гричук, 1969, 1973) московского позднеледникового.

Началу позднеледникового климатического ритма соответствуют осадки водно-ледникового генезиса (Пасьва, Шенкурск, Смотряковка, Вас. Бор, В. Видлица, Петрозаводск). Но в низовьях рек Мезени — Пезы и, по-видимому, Сев. Двины (Плешивцева 1972), на продолженных Беломорской котловины, т. е. на участках, ранее всего подвергнутых трансгрессии морских вод, им коррелятны ледниково-морские отложения (gmIIms). Эти отложения (Мезень — Пеза) оказались «немыми» в отношении диатомовой флоры (Лосева, 1965), но содержат холодноводный комплекс фауны: *Astarte crenata* Gray, *Cardium ciliatum* Fabr., *Leda pernula* Müll., *Saxicava arctica* L. (Девятова, Лосева, 1964) и пыльцу ярко выраженного стеногляциального состава (рис. 26). В разрезе Пасьва этот этап аккумуляции завершается накоплением песков грубопесчаного состава регрессивной стадии позднеледникового водоема (рис. 5).

ОТЛОЖЕНИЯ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ (II пк)

В глубоких депрессиях (Онежская и Ладожская котловины, Вагская депрессия, окраина Беломорской котловины) межледниковые отложения залегают на отметках до 30—15 м, и выходы их известны только в низовьях рек Мезени — Пезы. На остальной территории этими отложениями сложены нижняя (Красная Горка, Осиновское — Усть-Паденьга, Колешка 1) либо средняя часть (Пасьва, Колешка 2—4) надпойменных террас. Мощность варьирует в пределах 2—10 м.

В глубоких котловинах (рис. 26—29) переход от московской стадии осадконакопления (от московского позднеледникового) к осадкам, синхронным зоне KA_1 , постепенный, но в остальных разрезах (рис. 5, 10, 19, 21) — с размывом. Наиболее характерные особенности палинозон сведены в табл. 1. Палинокомплекс, соответствующий зоне KA_1 , выделяется чрезвычайно четко по максимуму пыльцы ели — до 58% в пасьвинском разрезе. «Нижний максимум ели» достаточно ярко представлен в шенкурском разрезе. Менее ярко, но довольно четко, с содержанием ели до 15%, он выделен в диаграммах разрезов Бычье, Петрозаводск, Вас. Бор, В. Видлица. Во всех разрезах, кроме вагских (табл. 1), основу комплекса составляет пыльца *Betula*. Общий высокий процент пыльцы группы трав и кустарничков (до 68), разнообразных по составу: от лесных мезофитов до степных ксерофитов, среди которых встречаются *Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, *Artemisia* (вероятно, сюда же относится часть злаков, разнотравья и др.), сравнительно высокий процент пыльцы *Betula nana* (около 20), *Larix* (до 12), *Salix* (до 15) создают совершенно определенное представление о природной среде переходного типа от позднеледникового к межледниковью.

Не менее своеобразен палинокомплекс, соответствующий зоне KA_2 , которая отлично выражена в большинстве разрезов (рис. 5, 11, 19, 26—29). Сокращение группы трав и кустарничков, наметившееся здесь, не означает стойкого потепления, напротив, этот интервал, быть может, следует рассматривать как фазу некоторого похолодания. Об этом свидетельствует не только все еще высокий процент пыльцы группы трав и кустарничков (до 25), но и преобладание пыльцы берез в группе древесных пород (до 75%) с нарастанием *Betula nana* в их составе до 27%, а пыльцы полыни в составе трав — до 32%. Сохраняется преемственность в составе группы гипоарктических (*Betula nana*, *Cornus suecicum*, *Lycopodium pungens*, *Sela-*

Схема сопоставления пыльцевых зон

Пыльцевые зоны	Гричук, 1961	Шик, 1958 (цит. по: Гричук, 1961)	Рыбачкое* (Знаменская, 1959; Лаврова, Гричук, 1960)	Регион. пыльцевые зоны	Карелия (В. Видлица, Вас. Бор, Петрозаводск)	рр. Вага и Сев. Двина (Пасьва 1 и 2, Осиновское, Шенкурск, Красная Горка, Сия)
M ₈	Зона сосны и ели	Слой с преобладанием пыльцы березы	Зона максимума березы и увеличения роли травяно-кустарничковых пород	КА ₁₃		Зона максимума березы с участием сосны и ели
		Слой с пыльцой сосны, ели и березы	Разрезом не выявлена	КА ₁₂	Зона максимума березы и травяно-кустарничковых и кустарниковых пород	Зона березы, сосны, ели, травяно - кустарничковых и кустарниковых пород
		Слой с вторым климатическим оптимумом	Зона максимума сосны с небольшим количеством дуба, вяза, граба, лещины; много березы; в примеси ель	КА ₁₁	Зона максимума сосны с небольшим количеством дуба, вяза, лещины (граба в Приладожье); много березы; ели незначительное количество	Подзона максимума ели и сосны; в примеси березы; подзона максимума сосны с участием дуба, вяза, лещины (?); береза и ель в небольшом количестве
		Слой с преобладанием пыльцы березы	Зона максимума березы	КА ₁₀		Зона максимума березы с участием сосны и ели и увеличение роли травяно-кустарничковых и кустарниковых пород
		Слой с пыльцой сосны, березы и граба	Зона сосны, березы и ели	КА ₉	Зона сосны, березы и ели	Зона сосны, березы и ели
M ₇	Зона ели (верхний максимум ели) с примесью широколиственных пород	Слой с верхним максимумом ели	Зона верхнего максимума ели, но доминируют сосна и березы; из широколиственных — граб; примесь дуба, вяза, лещины незначительна	КА ₈	Зона верхнего максимума ели с участием сосны и березы; примесь дуба, вяза, лещины незначительна, доминирует граб	Зона верхнего максимума ели с участием сосны и березы; примесь дуба, вяза, лещины незначительна
M ₆	Зона граба с участием липы, дуба, вяза, лещины и ели	Слой с максимумом пыльцы граба	Зона максимума граба с участием дуба, вяза и лещины; липа единична; много березы; в примеси сосна и ель	КА ₇ *	Зона максимума граба с участием дуба, вяза, лещины; липа единична; много березы; в примеси ель и сосна	Зона граба с участием дуба, вяза, лещины; доминирует ель, в большом количестве представлены береза и сосна
M ₅	Зона липы с большим участием дуба, вяза и граба; вторая половина максимума лещины	Слой с максимумом липы	Зона дуба и вяза с участием небольшого количества липы и граба; вторая половина максимума лещины	КА ₆	Зона дуба, вяза, граба и незначительного количества липы; вторая половина максимума лещины; много березы; в примеси сосна	Зона дуба, вяза, незначительного количества граба; липа единична; вторая половина максимума лещины; доминируют береза и ель; в примеси сосна
M _{4в}	Зона максимума дуба и вяза с примесью липы; первая половина максимума лещины	Слой с максимумом пыльцы ольхи и орешника	Зона максимума дуба и вяза; первая половина максимума лещины	КА ₅	Зона максимума дуба и вяза; первая половина максимума лещины; единичны липа и граб	Зона дуба и вяза; первая половина максимума лещины; доминируют береза и сосна с участием ели
M _{4а}	Зона максимума дуба и вяза с лещиной	Слой с максимумом пыльцы дуба	Зона дуба и вяза; доминирует сосна, в примеси береза	КА ₄	Зона максимума дуба, небольшого участия вяза и лещины, большого количества сосны и березы	Зона дуба, небольшого участия вяза и лещины; доминируют сосна и береза; значительна примесь ели
M ₃	Зона сосны и березы с примесью дуба, вяза и лещины	Слой с пыльцой сосны, березы и широколиственных пород	Зона березы и сосны	КА ₃	Зона максимума сосны с участием березы и ели (по петрозаводскому разрезу)	Зона максимума сосны с участием березы и ели

Пыльцевые зоны	Гричук, 1961	Шик, 1958 (цит. по: Гричук, 1961)	Рыбацкое* (Знаменская, 1959; Лаврова, Гричук, 1960)	Регион. пыльцевые зоны	Карелия (В. Видлица, Вас. Бор, Петрозаводск)	рр. Вага и Сев. Двина (Пасьва 1 и 2, Осиновское, Шенкурск, Красная Горка, Сия)	рр. Мезень — Пеза (Бычье, Затон)
M ₂	Зона сосны и березы (с небольшим участием ели) без широколиственных пород	Слон с максимумом пыльцы сосны	Зона максимума березы с участием сосны и травяно-кустарничковых пород	KA ₂	Зона максимума березы, большого количества травяно-кустарничковых пород и незначительного участия ели и сосны	Зона максимума березы, большого количества травяно-кустарничковых пород, небольшой примеси сосны и незначительного участия ели	Зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород с небольшим количеством сосны и незначительным участием ели
M ₁	Зона ели (нижний максимум ели) с небольшим участием березы и сосны	Слон с нижним максимумом ели Слон с преобладанием пыльцы березы	Зона сосны и березы с незначительным количеством ели и большим участием травяно-кустарничковых пород Зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород	KA ₁	Зона сосны и березы с незначительным участием ели и большим количеством травяно-кустарничковых пород	Зона максимума ели и травяно-кустарничковых пород с участием березы и небольшим количеством сосны	Зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород с участием ели и сосны
				Ms	Зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород	Зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород	Зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород

* Интерпретация с дополнениями автора.

ginella selaginoides), арктоальпийских видов (*Dryas* sp., *Lycopodium alpinum*, *Thalictrum* cf. *alpinum*) и группы пионерной растительности (*Chenopodium album*, *Ch. rubrum*, *Ch. polyspermum* и др.), в том числе ксерофитов (*Ephedra*, *Eurotia ceratoides*). Но встречаемость представителей стеногляциальной флоры сокращается, а количество лесных мезофитов в целом возрастает.

Осадки, накопленные в эпоху, соответствующую зонам KA₁—KA₂, в бассейнах Сев. Двины и Мезени имеют морской генезис. В низовьях рек Мезени — Пезы и Сев. Двины — осадки глубоководного типа глинистого состава (рис. 26, 27), в среднем течении Сев. Двины (Красная Горка; рис. 19) и в Вагской депрессии (Шенкурск, Смотраковка, Шеговары) — отложения песчано-алевритового состава. В осадках повсеместно обильна примесь валунно-галечного материала. Состав морской фауны холодноводный, доминирующий комплекс образуют *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L., *Cardium ciliatum* Fabr., *Leda pernula* Müll., т. е. осадки, в сущности, по-прежнему ледниково-морского генезиса. По-видимому, с наиболее ранней стадией трансгрессии (зона KA₂) следует коррелировать самую нижнюю пачку лагунно-морских отложений, вскрытых разрезом Колешка I на р. Ваге (Девятова, Пуннинг, 1976). Вверх по течению р. Ваги и в Карелии им соответствуют пресноводные отложения.

Четкими индивидуальными особенностями отличается палинокомплекс зоны KA₃. Прежде всего для него характерен максимум пыльцы *Pinus*: до 80% в разрезе Пасьва (рис. 5), до 78% в петрозаводском (Девятова, 1972) и до 62% в разрезе Бычье (рис. 26), и подчиненное положение всех остальных компонентов. Почти полностью исчезла пыльца стеногляциальной флоры, уменьшилось количество *Betula* папа, *Salix*, *Artemisia* и др., умеренно термофильные лесные мезофиты заняли ведущее значение. Содержание трав и кустарничков сократилось до 3—7%. В сущности только с этой фазы растительность приобрела межледниковый облик. Накопление торфа в прибрежной зоне межледникового водоема (Пасьва — Колешка; рис. 7), выпадение зоны KA₃ из таких разрезов, как Красная Горка, В. Видлица, Вас. Бор (рис. 18, 28, 29), залегание вышележащих отложений на осадках зоны KA₂ с разрывом и резкая, контрастная смена палинокомплексов KA₂ на KA₄

в этих разрезах, по-видимому, свидетельствуют не только о значительных изменениях в климате, но и о каких-то изменениях в тектоническом плане территории, неблагоприятно сказавшихся на накоплении осадков и захоронении микрофоссилий.

Существенно новые черты свойственны палинокомплексу зоны KA₄. Прежде всего он выделяется максимумом пыльцы дуба (рис. 5, 6, 11, 19, 26—29). Общее высокое содержание пыльцы древесных пород (до 75%) пояснений не требует. Показательным для зоны является преобладание пыльцы сосны (до 60%), существенное значение ели (до 25%) и постоянство состава древесных широколиственных пород: до 45% в южной Карелии, до 25% в разрезах бассейна Сев. Двины и до 12% в бассейне Мезени. Возросшее число таксонов в группе бореальных видов, представительность группы неморальной флоры, полное выпадение или незначительное присутствие пыльцы тундровой и северобореальной растительности являются второй характерной особенностью зоны KA₄. Обращает на себя внимание большое количество пыльцы маревых (до 50%) и полыней (до 40%). Поскольку осадки во всех разрезах морские, можно думать, что основную часть их составляют прибрежно-морские галофильные виды. Но нельзя отрицать и того, что в термоксеротических природных условиях, которые в полной мере отражены зоной KA₄, могли найти свое место ксерофильные элементы (*Eurotia ceratoides*, *Ephedra*, полынь), пыльца которых почти постоянно встречается в спектрах.

Зону KA₄ (рис. 5, 6, 10, 19, 26—29, табл. 1) с характерным для нее максимумом пыльцы дуба следовало бы подразделить на две подзоны: первую — KA_{4a} — начала экспансии широколиственных пород и вторую — KA_{4b} — увеличения количества и разнообразия этих пород. Однако первая подфаза представлена в разрезах только тех участков, где не могли сказаться колебания уровня моря (Бычье, Затон; рис. 26, 27), или за границей морского водоема (Пасьва; рис. 5, 6). В других разрезах осадки, синхронные подзоне KA_{4a}, отсутствуют (Вас. Бор, В. Видлица, Красная Горка; рис. 19, 28, 29), и зона KA₄ начинается не с постепенного нарастания, а с резкого выступа кривой как пыльцы дуба, так и суммарного спектра широколиственных пород. Осадки, соответствующие зоне KA₄, имеют морской генезис и содержат богатый

и обильный комплекс фауны и флоры, разнообразие которых вторит разнообразию наземной флоры (Жузе, Порецкий, 1937; Лосева, 1965, 1973; Абрикина, Красильникова, 1972; Девятова, 1972; Смирнова, 1976 и др.).

В доминирующей комплекс фауны данной стадии (разрезы Красная Горка, В. Телза, Бычье, Затон) входят бореальные и преимущественно бореальные виды: *Cyprina islandica* L., *Littorina littorea* L., *Mytilus edulis* L., *Astarte borealis* Chemn., *Mascoma baltica* L., *M. calcarea* Chemn. и др. Наряду с ними в этих осадках известны лузитано-бореальные виды: *Cardium edule* L., *C. fasciatum* Mont., *C. paucicostatum* Beck. и др. (Лаврова, 1937; Девятова, Лосева, 1964).

Осадки фазы максимума дуба являются основой для увязки межледниковых разрезов на севере Русской равнины, поскольку они были накоплены в стадию максимума трансгрессии и в большинстве разрезов характеризуются сравнительным единообразием фациальной обстановки, а следовательно, и условий захоронения пыльцы и формирования палинокомплексов.

Палинокомплекс зоны КА₅ закономерно сменяет зону КА₄. Прежде всего для него характерен общий наиболее высокий процент пыльцы древесных широколиственных пород (до 13 в бассейне Мезени, до 12—15 в среднем течении Сев. Двины и Ваги и до 38—40 в южной Карелии), максимум пыльцы вяза (5—15%) при том же высоком содержании дуба (5—27%), как в зоне КА₄, резкое нарастание лещины (15—25%) и ольхи (40—80%) и первая их кульминация в зоне КА₅ (рис. 5, 6, 11, 19, 26—29). Здесь же мы видим закономерное появление и нарастание вверх по разрезу содержания *Osmunda cinnamomea*. В число безраздельно доминирующих компонентов входит группа бореальных и неморальных видов; из группы гипоарктических встречается пыльца *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium pungens*.

На большей части территории (Карелия, бассейн Мезени, Сев. Двины) в стадию, соответствующую зоне КА₅, продолжалась седиментация морских отложений; из-под уреза воды вышли только окраинные ее участки, и широкая полоса прибрежной равнины оказалась в области накопления органогенных отложений.

В палинокомплексе зоны КА₆ сохраняются основные особенности, свойственные предыдущему палинокомплексу (КА₅): большое количество пыльцы древесных широколиственных пород (12—20%), в том числе дуба (10—15%), вяза (3—10%) и лещины (17—30%), но отличается его появление пыльцы липы и граба. Группа термофильных видов достигла максимального разнообразия (*Quercus robur*, *Ulmus laevis*, *U. scabra*, *Corylus avellana*, *Acer*, *Carpinus betulus*, *Osmunda cinnamomea* и др.), вторит ему разнообразие элементов темнохвойной тайги (*Abies*, *Picea*, *Lycopodium clavatum* и др.).

Нарастание количества пыльцы граба (2—15%) и ели (4—50%), постоянное присутствие пихты и последовательное сокращение суммарного состава древесных широколиственных пород (3—12%) и лещины (4—18%), а также разнообразие мезофильных элементов в группе трав и кустарничков характеризуют зону КА₇ (рис. 5, 6, 10, 11, 19, 26—29, табл. 1). Возросшее количество темнохвойнотаежных элементов в полной мере соответствует фазе максимума граба.

Для зоны КА₈ наиболее характерно обилие пыльцы ели на протяжении всего интервала (12—32%), поэтому она с полным основанием может рассматриваться как зона верхнего максимума ели. Содержание древесных широколиственных пород и лещины становится все меньше, а группы гипоарктических видов (*Betula nana*, *Lycopodium pungens*, *Selaginella selaginoides*, *Rubus chamaemorus*) — более разнообразным

и количественно возросшим. Доминирующие компоненты пыльцы и спор создают картину зональной растительности с явным преобладанием бореальных элементов. Во всех разрезах осадки, синхронные зонам КА₆—КА₉, представлены прибрежно-морскими фациями.

Содержание палинозоны КА₉ (рис. 5, 6, 10, 11, 19, 29, табл. 1) составляет пыльца сосны (14—75%), ели (10—32%) и березы (28—60%) в группе древесных пород. В группе трав и кустарников много маревых и полыней. Бореальные виды достаточно выразительны, но количественно еще более представительной, чем в зоне КА₈, становится группа гипоарктических видов (*Betula nana* до 37% в разрезе Осиновское). Спектры характеризуют растительность переходного типа от межледниковья к эпохе оледенения.

Большая часть изученных разрезов ныне находится на территории средней, частично северной, тайги с подзолистыми, дерново-подзоли-

Таблица 2
Соотношение основных групп географических элементов флор, %
(микулинское межледниковье)

Группы географических элементов	Карельско-Архангельский район	Центр Русской равнины (Гричук, 1973)	Черемошник А., (Губонина и др. 1973)
Плюриконтинентальные элементы	42	73	76
Североамериканские и восточноазиатские элементы	0	1	1
Европейские элементы	29	23	22
Сибирские элементы	3	3	1
Число учтенных форм	74	120	134

стыми, подзолистыми иллювиально-гумусными и иллювиально-железисто-гумусными почвами (Физико-геогр. атлас мира, 1964). В современную зонгальную растительность входят бореальные, неморально-бореальные, неморальные, гипоарктические, арктические, арктоальпийские, степные и другие элементы флоры (Раменская, 1960; Флора Северо-Востока., 1974, 1976 а, б, 1977). Абсолютно доминирующими являются бореальные виды, и превалирующее положение в составе растительности занимают темнохвойнотаежный и боровой флористические комплексы (Физико-геогр. атлас мира, 1964). Из сравнения составов пыльцевых зон с составом современной растительности следует, что доминирующую группу образуют виды, широко представленные в современной флоре и растительности Карелии и Архангельской обл. В числе доминантов из 74 форм, учтенных при пыльцевом анализе, наиболее многочисленна группа голарктических евразийских и евроамериканских элементов (42) и группа европейских видов (29), в большинстве своем общих с современной флорой территории (табл. 2). Но довольно многочисленную группу палеорастительности составляют те из неморальных видов, которые ныне либо отсутствуют во флоре территории (*Carpinus betulus*, *Corylus avellana*, *Lycopodium inundatum*, *Suaeda maritima*), либо известны в виде единичных экземпляров на южных участках территории, замыкая с севера границу ареала (*Quercus robur*, *Ulmus laevis*, *U. scabra*), либо, если и произрастают, то в виде кустарниковых форм или в культурных посадках (*Tilia cordata*). Пыльца перечисленных видов встречается в пробах современного напочвенного покрова, в современных речных, озерных и морских осадках только в виде единичных

зерен и неполного набора (Прохорова, 1965; Малясова, 1976; Никифорова, 1978). Следовательно, говорить о массовом заносе или переотложении пыльцы и спор термофильных видов в палеоводоемы нет основания, хотя элемент переотложения или заноса пыльцы и спор имеет место во всех разрезах без исключения. Так, например, в осадках московского позднеледникового и начала межледникового отмечена пыльца термофильных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*), из темнохвойнотаежных пыльца *Abies*, несовместимые с палеогеографической обстановкой указанных интервалов, а в осадках климатического оптимума — пыльца гипоарктических видов. Но какая-то доля последних в силу своей экологии может быть синхронной осадкам. Например, *Betula nana* — легко адаптивный, пластичный вид (Флора Северо-Востока., 1976а), ныне широко известен на верховых болотах лесной зоны европейской части СССР и севера Европы; *Selaginella selaginoides* — вид, обладающий широкой экологической амплитудой, ныне произрастает на различных местообитаниях: от болот до выходов коренных пород, в том числе известняков. Находки зерен этих двух видов могут быть и автохтонными. Что касается третьего, столь же часто встречающегося, вида — *Lycopodium pungens* (нередко образующего переходные формы с *L. annotinum*, северной расой которого он является), то, возможно, в ряде случаев (зоны КА₄—КА₇) мы имеем споры не чистой формы вида *L. pungens*. Однако при доминирующей пыльце и спорах продуцирующих растений примесь переотложенных и заносных зерен не играет существенной роли в составе спектров. Особых оговорок требует шенкурский разрез. Своеобразие условий осадконакопления в центре Вагской депрессии выразилось в большом переотложении пыльцы из размываемых четвертичных и дочетвертичных отложений и концентрации в осадках всех интервалов значительного количества пыльцы ели (рис. 11), наиболее тяжелой по удельному весу (Кондратенко и др., 1970).

В течение длительного времени рассматриваемой палеоэпохи (зоны КА₄—КА₈) растительность имела не только ярко выраженные черты межледникового, но оно было несравненно более теплым, чем современная эпоха. Самым близким аналогом установленных нами палинокомплексов является тот тип зон и комплексов, который В. П. Гричук (1961, 1973) сформулирован в качестве определяющего для микулинского межледникового. Закономерности в смене максимумов пыльцы ведущих компонентов растительности обнаруживают несомненную аналогию с изменениями, фиксируемыми стратотипами микулинского межледникового, а именно с зонами М₁—М₈ (табл. 1).

- КА₁ — зона нижнего максимума ели с подчиненным положением остальных компонентов — равноценна зоне М₁;
- КА₂ — зона максимума березы с подчиненным положением сосны и ели — зоне М₂, т. е. зоне сосны и березы;
- КА₃ — зона сосны с большей или меньшей примесью березы и по-прежнему с подчиненным положением ели — зоне М₃, аналогичной зоне сосны и березы; sporadически встречающуюся пыльцу термофильных элементов в наших диаграммах вряд ли можно считать синхронной растительности;
- КА₄ — зона максимума дуба, равноценна зоне М_{4а}, максимума дуба и вяза с лещиной, с той лишь разницей, что на диаграммах севера Русской равнины примесь вяза и лещины меньше;
- КА₅ — зона максимума дуба и вяза, первая половина максимума лещины, идентична зоне М_{4в};
- КА₆ — зона дуба, вяза, вторая половина максимума лещины и наличия липы, отличается от зоны М₅ диаграмм средней полосы России,

Прибалтики (Гричук, 1961; Кондратене, 1973; Лийвранд, 1977 и др.) и Белоруссии (Махнач, 1971) незначительной примесью липы и отсутствием ее сколько-нибудь заметного максимума. Но закономерное положение зоны и общность других составляющих компонентов позволяют идентифицировать ее с зоной M_5 ;

КА₇ — зона граба с участием дуба, вяза, лещины, ели, липы, по составу аналогична зоне M_6 ;

КА₈ — зона верхнего максимума ели, в диаграммах южных районов нашей территории с большой примесью широколиственных пород, идентична зоне M_7 ;

КА₉ — зона двух ведущих компонентов — сосны и березы, максимумы которых зависят от территориального положения разрезов, равноценна зоне M_8 , но расчленив ее на подзоны M_{8a} — с преобладанием ели и M_{8b} — с преобладанием сосны в какой-то мере возможно только на диаграмме разреза Пасьва, но и здесь этим максимумам предшествует максимум березы.

Закономерности, свойственные микулинскому типу пыльцевых диаграмм, выдерживаются на всем пространстве территории: от Карелии (В. Видлица, Вас. Бор, Петрозаводск) на западе до р. Ваги (Пасьва, Осиновское, Шенкурск) на востоке; от р. Ваги на юге до низовьев рек Мезени и Пезы на севере. Из общей схемы выпадает разрез Сюма, стратиграфическое положение которого пока недостаточно ясно. Вывод о микулинском возрасте отложений тем самым оправдан. Но в пределах каждого более узкого района диаграммы имеют региональные особенности, так как на формировании пыльцевых спектров сказывались не только общие изменения природной среды, но также географическое положение, близость к источникам миграции отдельных пород и те составляющие природных комплексов, которые имели место в более узких региональных рамках (табл. 1).

Таким образом, палинологический анализ основных групп разрезов показал, что микулинские межледниковые отложения, представленные генетически и литологически разнообразными отложениями, в любой точке территории характеризуются общими закономерностями в смене ведущих компонентов растительности (табл. 1). Палинозоны являются синхронными уровнями на всем пространстве территории и могут быть приняты в качестве коррелятивов для стратиграфических построений и палеогеографических реконструкций, в том числе для относительной датировки трансгрессивно-регрессивных стадий межледникового моря. По типу пыльцевых диаграмм и последовательности кульминаций основных лесообразующих пород диаграммы микулинского межледниковья нашей территории имеют максимум сходных черт с диаграммами разреза Рыбацкое (Знаменская, 1959; Лаврова, Гричук, 1960). Наши данные сопоставимы с палинологическими выводами по синхронным отложениям территории России (Гричук, 1961; Хомутова, Соколова, 1965; Вишневская и др., 1973; Гитерман и др., 1975 и т. д.), Эстонии (Лийвранд, 1977), Литвы (Кондратене, 1973), Белоруссии (Махнач, 1971). Несомненно их сходство и одновозрастность с эемскими межледниковыми отложениями в зарубежной Европе: с разрезами Клевиново, Смольники, Нидзиука, Накло, Гулков и др. в Польше (Боровко-Длужакова, 1973; Noryskiwicz, 1975; Makowska, 1975; Marciniak, Kowalski, 1978; Kcipinski, 1978; Rozycki, 1978); с разрезом Китлица в ФРГ (Эрд, 1977); с разрезами Аммерсфорт 1, 2 и Туннелит в Нидерландах (Zagwijn, 1961). Более того, максимум общих черт наши диаграммы обнаруживают с диаграммами ипсвичского межледниковья в Англии: разрезы Свантон, Барфорд, Дунстон (Phillips, 1976). Фрагментарность либо отсутствие пыльцевых диаграмм в зарубежной Скандинавии затрудняют

установление параллелей с меж- или подморенными отложениями Финляндии, Швеции, Норвегии. Единственный разрез, с которым возможна более или менее уверенная корреляция микулинских отложений, — Левониemi в Шведской Лапландии (Lundqvist, 1971; Robertson, 1971).

К сожалению, радиоуглеродные датировки не соответствуют выводам о микулинском возрасте отложений. Серия датировок разреза Затон на р. Мезени, выполненных по раковинному материалу, укладывается в интервале $34\,200 \pm 900$ — $39\,500 \pm 900$ (Пуннинг и др., 1976). Радиоуглеродные датировки ($31\,900 \pm 380$ — $\geq 49\,100$; Пуннинг и др., 1975) и затушеванность пыльцевых спектров переотложенной пылью послужили основанием для предварительного вывода о средневалдайском возрасте разреза Колешка на р. Ваге (Девятова, Пуннинг, 1976). Последующее изучение всей серии разрезов, вскрытых р. Вагой ниже и выше Колешки, убедили в ошибочности такого вывода. Оказалось, что продатированная часть разреза относится к микулинскому межледниковью. Не дал полного совпадения с радиоуглеродным и термолюминесцентным датированиями и разрез Пасьва.

ОТЛОЖЕНИЯ ВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (III vd)

НИЖНИЙ, СРЕДНИЙ, ВЕРХНИЙ ВАЛДАЙ (III vd_{1,2,3})

Многие моменты в стратиграфии и палеогеографии валдая являются в настоящее время объектом оживленной дискуссии: однократное или двукратное продвижение ледника из центров оледенения, время его максимума, наличие или отсутствие отрезка времени, равноценного межледниковью, хроностратиграфическое положение его в схеме валдая (ранний или средний валдай).

Существует три основные точки зрения относительно решения перечисленных вопросов. По первой из них признается двукратность продвижения ледника с максимумом в первой половине оледенения и потеплением между ними межстадиального характера (Бреслав и др., 1971; Заррина, 1970; Лавров, 1973; Малаховский и др., 1969; Малаховский, 1977; Серебрянный, Раукас, 1976; Krasnov, 1977 и др.). Есть мнение о межледниковом характере интервала, разделяющего оледенения (Кинд, 1974 и др.). Не менее сильные в своих утверждениях сторонники двукратности оледенения с максимумом во второй половине валдая и мегаинтерстадиалом между ними (Вознячук, Арсланов, 1971; Вознячук, 1972 и т. д.). В последние годы приводится все больше доказательств в пользу представлений о холодном, безледном периоде в раннем — среднем валдае и максимуме оледенения в позднем валдае (Величко, 1973, 1975, 1977 и др.; Чеботарева и др., 1971 а, б, 1978; Чеботарева, Макарычева, 1974 и т. д.). Новые материалы склонили автора к последней точке зрения, хотя ранее разделялись представления о двукратности оледенения с максимумом в первой половине валдайской ледниковой эпохи и межледниковом характере эпохи между ними (Девятова, 1972, 1973, 1976).

Для микулинского межледниковья характерна цельность разреза, ясность стратиграфического залегания осадков, четкость в отражении последовательности всей цепи событий. Бесспорность микулинского типа пыльцевых диаграмм и микулинского возраста осадков выявлена всей серией изученных разрезов. Расшифровка стратиграфии раннего — позднего валдая осложнена разорванностью разреза.

В оценке нижней границы валдая мы смыкаемся с позицией

И. К. Ивановой (1977), по мнению которой рубеж между рисс-вюрмом (микулино) и вюрмом (валдаем) наиболее целесообразно проводить по первым следам хотя и непродолжительного, но резкого похолодания, сменившегося потеплением интерстадиального масштаба. Под началом раннего валдая нами имеются в виду осадки, накопленные во время похолодания, наступившего после завершения бореальной трансгрессии микулинского межледникового.

Достоверно ранневалдайскими можно датировать только водные осадки, залегающие на микулинских отложениях без перерыва в осадконакоплении на отметках —40—5 м (Вагская и Нижнесевродвинская депрессии; разрезы Шенкурск, Смотраковка, Шеговары и др., рис. 11; разрезы района г. Архангельска; Плешивцева, 1972). С размывом эти отложения лежат на микулинских осадках в Приладожье (разрез В. Видлица; рис. 28), в низовьях рек Мезени—Пезы (Бычье, Затон; рис. 26, 27), в районе Усть-Паденьга—Осиновское (рис. 9, 10), Сия (рис. 22) и Пасьва (рис. 3), но занимают закономерное положение в разрезе и обнаруживают последовательную смену процессов осадконакопления. Во всех случаях отмечена цикличность в седиментогенезе, которая характеризуется двумя похолоданиями (в начале и в конце цикла), разделенными потеплением. Так как в ряде разрезов имеет место непрерывность седиментации осадков в водной среде, нами сохраняется индексация пыльцевых зон (КА), принятая для микулинского межледникового, и их нумерация продолжена вверх по разрезу. Первая стадия похолодания (палинозона КА₁₀) названа нами карельской (а, l, gmIII_{11(kr)}), по лучшей выраженности в петрозаводских пыльцевых диаграммах, вторая (палинозона КА₁₂) — северодвинской (lg, gm, aIII_{11(sd)}). Интерстадиальное потепление (палинозона КА₁₁) названо сийским (m, a, l, tIII_{1(s)}) (мотивы в названии те же)*. Смена ведущих компонентов растительного покрова этого отрезка времени более простая, чем в микулинском межледниковье.

С регрессией микулинского моря усилилось эрозионное расчленение территории и размыв более древних отложений, в том числе дочетвертичных и осадков климатического оптимума микулинского межледникового. Это обстоятельство повлекло за собой насыщение осадков валдая переотложенной пылью, и в результате субрецентные спектры в значительной степени затусованы. Трудности в разграничении переотложенных и автохтонных зерен осложняют выявление истинного палинокомплекса и формулировку признаков пыльцевых зон. И, тем не менее, по доминирующим компонентам в осадках раннего (нижнего) валдая могут быть выделены три зоны (КА₁₀—КА₁₂; табл. 1) с субзонами.

Первая из зон — КА₁₀, лучше всего представленная в разрезах Сия, Затон, Бычье (рис. 22, 26, 27), соответствует стадии накопления морских и ледниково-морских осадков в низовьях Мезени—Пезы, Сев. Двины и на р. Пинеге (разрез Шилега). Осадки содержат холодолюбивый комплекс фауны. В Вагской депрессии (рис. 11) им соответствуют водные отложения, генезис которых недостаточно ясен. В районе Усть-Паденьги—Осиновское, возможно, этому времени соответствуют перигляциальные отложения в виде покровных суглинков и перемытая морена, которые бронируют поверхность морских микулинских отложений.

* По-видимому, сийское потепление синхронно верхневолжскому интерстадиалу (Гричук, 1961). Но из-за отсутствия надежного стратотипа мы не проводим параллелей и даем потеплению, как и похолоданиям, местные названия.

В районе Пасьвы—Колешки осадки, синхронные данной стадии, по-видимому, размыты. Отсутствие их в Карелии (разрезы Вас. Бор, В. Видлица, Петрозаводск и др.), быть может, является косвенным доказательством существования ледников (?).

Палинокомплекс зоны КА₁₀ повсеместно характеризуется максимумом пыльцы березы в составе древесных пород (>48—85%), сравнительно небольшой примесью пыльцы сосны (7—27%) и ели (7—17%), а пыльцы группы трав и кустарничков до 15—17%. Качественные изменения в составе палинокомплекса, наметившиеся в заключительную фазу аккумуляции микулинских отложений, привели к еще большему нарастанию в нем группы гипоарктических видов. В первую очередь это относится к возросшему количеству *Betula nana* (до 40%). Примесь переотложенной пыльцы особенно велика в шенкурском разрезе. Но примесь пыльцы ели и сосны, по-видимому, в значительной мере отражает своеобразие растительности на данном участке, наиболее удаленном от центров оледенения. Однако какая-то часть зерен хвойных также может быть переотложенной. Наблюдаемая во всех разрезах примесь пыльцы термофильных пород не согласуется с доминирующим комплексом.

Следующая зона — КА₁₁ — в шенкурском разрезе соответствует осадкам с небольшой примесью раковин моллюсков, а в разрезах Сия, Бычье, Затон (рис. 22, 26, 27) — осадкам, морской генезис которых очевиден. По-видимому, этому времени синхронны морские осадки в районе Усть-Паденьги (рис. 8), слои прибрежно-морских отложений с холодноводным комплексом фауны на р. В. Телзе и Пинеге и озерные отложения верхневидлицкого и петрозаводских разрезов в Карелии (рис. 28; Девятова, 1961, 1972, 1973). В зоне КА₁₁ могут быть выделены две субзоны — КА_{11а} и КА_{11б}, особенно четко представленные в сийском разрезе; менее выразительны они в разрезах Бычье и Шенкурск. Только одна субзона — КА_{11б} — установлена в разрезе Затон.

Наиболее существенной особенностью субзоны КА_{11а} является повсеместное преобладание пыльцы сосны (28—63%). Кроме нее, в доминирующий палинокомплекс входит пыльца березы и ели. Первая дает максимум в диаграмме разреза Бычье (до 52%), вторая — в бассейне р. Ваги (до 42%). Основу комплекса составляют бореальные лесные виды, и в их числе мы видим большое разнообразие в составе пыльцы травянисто-кустарничкового покрова.

Субзона КА_{11б} обращает на себя внимание выступом кривой пыльцы ели, особенно заметным в разрезах Сия (до 42%), Шенкурск (до 28), Бычье (до 20), которому вторит пыльца сосны (до 42, 39, 48% соответственно). Примесь пыльцы березы варьирует от 40—52% в низовьях рек Мезени—Пезы до 7—20 и 28—38% на Сев. Двине и Ваге, в районе Сии и г. Шенкурска. Значительные изменения в составе пыльцы травянисто-кустарничкового покрова вскрыты, в сущности, только разрезом Сия, но перераспределение в содержании отдельных компонентов произошло, главным образом, за счет увеличения пыльцы маревых, среди которых могут преобладать галофильные виды. В субзоне КА_{11а} этот комплекс соответствует прибрежно-морским отложениям (рис. 19, 22).

Руководящие признаки, установленные субзонами КА_{11а} и КА_{11б} для морских отложений, характерны также для пыльцевых диаграмм подморенной пресноводной толщи Карелии, в районе г. Петрозаводска. Сходство пыльцевых диаграмм, особенно сийской и петрозаводских, позволяет считать отложения одновозрастными. Отсутствие в осадках Карелии морской диатомовой флоры (Порецкий, 1939; Девятова, Старова, 1970) дает основание полагать, что пыльца термофильных видов,

как и диатомовая флора, может быть, автохтонного происхождения. Для окончательного решения вопроса об автохтонности пыльцы неморальных видов в разрезах, по-видимому, потребуются дополнительные исследования.

В составе пыльцевых зон разрезов, отдаленных значительным расстоянием, обнаруживается максимум общих черт (табл. 1). Но так как разрезы находятся на разных широтах и на различном расстоянии от источников миграции отдельных видов, палинокомплексы субзон КА_{11a} и КА_{11б} имеют черты отличия. Так, например, совершенно закономерно сокращение примеси пыльцы термофильных пород в северодвинско-вагских разрезах в сравнении с карельскими. В разрезах Пезы—Мезени пыльца этих пород, вероятнее всего, находится в переотложившем состоянии либо занесена. Большая, чем в диаграммах других местонахождений, примесь пыльцы ели в разрезах Северодвинско-Вагского бассейна также закономерна ввиду их близости к Уралу и Сибири.

Совершенно своеобразен палинокомплекс, полученный по пресноводным отложениям в Приладожье. В скв. В. Видлица они залегают с неясным контактом (трудно устанавливаемым по керну) на микулинских отложениях (рис. 28), в береговых обрывах р. Видлицы — на морене, которая может иметь и домикулинский возраст. В том и другом случае палинокомплекс сходный, но в скважине морская диатомовая флора не обнаружена (Лак, 1976), а в видлицком разрезе и его аналогах, где вскрыты осадки озерного типа, установлен палинокомплекс, который можно было бы расценить микулинским, если бы не более высокое стратиграфическое и гипсометрическое залегание отложений и не было бы существенной разницы с микулинскими пыльцевыми диаграммами. Палинокомплекс видлицких отложений, которые по геологическим условиям, залеганию и составу осадков сходны с петрозаводскими пресноводными отложениями, на 70% состоит из пыльцы бореальных лесных мезофитов. Основу его составляют береза, сосна, ель и сопутствующие им разнотравье, злаки, осоки, верескоцветные, доля участия которых в общем составе суммарно равна 8—12%. Группа бореальных элементов явно доминирует, но, вместе с тем, роль неморальных элементов значительна. Так, например, участие древесных широколиственных пород достигает 10, а лещины 20%. Более того, наряду с пылью видов, ныне произрастающих в Приладожье в небольшой примеси (дуб, вяз, липа), почти в равных количествах с ними встречается пыльца граба (до 1—1,5%), что совершенно не согласуется с преобладанием пыльцы умеренно теплолюбивого комплекса. Это обстоятельство в сочетании с почти параллельной направленностью кривых пыльцы термофильных элементов дает повод для сомнений в автохтонности палинокомплекса. По-видимому, какая-то его доля, в том числе зерна граба, переотложена из микулинских отложений. Но в первичном залегании пыльцы доминирующих бореальных элементов флоры сомневаться не приходится.

Палинокомплекс зоны КА₁₁ сформирован растительностью, сходной по составу с современным растительным покровом средней (юг Карелии, Вага — среднее течение Сев. Двины) и северной (Мезень — Пеза) тайги. Палинозона КА₁₁ по основным особенностям сходна с зоной максимума сосны (с примесью дуба, вяза, лещины (граба?), березы и ели) в разрезе Рыбацкое в Ленинградской обл. и, по-видимому, сопоставима со слоями, относимыми С. М. Шиком ко второму климатическому оптимуму микулинского межледниковья (табл. 1). Если в палинокомплексах зоны КА₁₁ нет единообразия и, напротив, диаграммы отдельных участков, сходные по основным признакам, имеют довольно существенные региональные особенности, то палинокомплекс следующей

зоны — KA_{12} — на всей обширной территории обладает несравненно большим однообразием (рис. 5, 6, 11, 26—28, табл. 1). Некоторые региональные отклонения обусловлены географическим положением и расстоянием разреза относительно скандинавского центра оледенения. Повсеместно доминирующим компонентом в группе древесных пород становится береза (до 95% в Карелии и на р. Пезе), которая только в начале зоны разделяет свое превосходство с сосной, а примесь ели незначительна. Исключением является шенкурский разрез, в котором при ведущем положении березы (42—55%) пыльца ели и сосны сохраняется в количестве 22—40%. И, тем не менее, здесь, как и в других разрезах, имеет место увеличение пыльцы группы трав и кустарничков: на р. Ваге до 15%, в Карелии до 20—42, на р. Пезе до 38—42; а *Betula* папа до 20% на р. Ваге и свыше 20—30% на других участках. Палинозона KA_{12} имеет некоторое сходство с палинозоной KA_{10} , но накопление осадков, соответствующих ей, происходило в более суровых климатических условиях. Запад и север территории находились в природной зоне, сходной с современной тундрой, и лишь юго-восточная часть ее (район Ваги), возможно, в зоне лесотундры.

Палинозоны KA_{10} — KA_{12} и соответствующие им осадки верхней пачки морских отложений не могут быть идентифицированы с диаграммами микулинского межледниковья. Черты отличия особенно хорошо видны в комплексах климатического оптимума (ср. зону KA_{11} с зонами KA_4 — KA_8). Наиболее существенными особенностями палинозоны KA_{11} являются: несомненно меньшая примесь пыльцы древесных широколиственных пород и лещины, отсутствие четкой последовательности в кульминации отдельных пород этой группы и, наконец, доминирующая роль сосны и ели в фазу климатического оптимума. Палинозоны KA_{10} — KA_{12} (см. табл. 1) обнаруживают сходство с теми особенностями, которыми С. М. Шик (цит. по: Гричук, 1961) характеризует слои 10—14, залегающие над микулинскими отложениями. Максимум сходства они обнаруживают с палинокомплексами надмикулинских отложений в разрезе Рыбацкое (Знаменская, 1959; Лаврова, Гричук, 1960).

Ввиду залегания осадков, охарактеризованных палинозонами KA_{10} — KA_{12} , непосредственно над микулинскими, они с достаточным основанием могут быть отнесены к раннему (нижнему) валдаю. Море-на, которая была бы синхронной эпохам похолоданий (зоны KA_{10} , KA_{12}), не обнаружена.

О средневалдайском возрасте озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений (I, а+1, а III vd_2) до 25 м мощностью, широко представленных на исследуемой территории (рис. 3, 8, 9, 11—13, 17, 23), свидетельствует залегание их на ранневалдайских отложениях (рис. 6, 11, 21). Эти отложения повсеместно залегают с размывом на наиболее высоких гипсометрических отметках (+20—(+60) м абс. выс.) и слагают верхнюю часть тела третьей надпойменной террасы рек Сев. Двины, Ваги, Онеги, Пезы. В области последнего оледенения они перекрыты ледниковым комплексом (рис. 8, а, 13, 17, 23), а за его пределами — водно-ледниковым (рис. 3). Стратиграфическая последовательность микулинских, ранне- и средневалдайских отложений особенно наглядна в шенкурском разрезе (рис. 11). В нем и по соседству с ним на тех же гипсометрических отметках в райбольском разрезе лежат древнеозерные и древнеаллювиальные отложения, и только они перекрыты ледниковыми отложениями (рис. 13). Основная часть толщи лежит выше уреза воды. Неоднократные изменения в палеогеографи-

ческой обстановке, столь характерные для среднего валдая, сказались в накоплении ритмичнослоистых отложений (не меньше шести — семи седиментационных ритмов) с чередованием озерных, озерно-аллювиальных отложений алевритового и песчанистого состава. Аккумуляция их неоднократно прерывалась накоплением органогенных отложений. В разрезе Райбола (рис. 13) одна из таких линз, обнаруженная на высоте 7 м над урезом воды, имеет датировку более 49 000 л. (Пуннинг и др., 1976). Несколько линз органогенных отложений было установлено нами в том же разрезе в кровле алеврита песчанистого на высоте 10—11 м над урезом воды. К той же категории озерных и озерно-аллювиальных отложений относятся слои подморенного алевритового песка в разрезе Смотраковка на р. Ваге и вышеупомянутые пески и органогенные осадки в нижнесеверодвинских обнажениях (рис. 17, 23) с датировкой более 37 000 л. н. (Пуннинг и др., 1975). Осадки, сходные по составу, прослежены в разрезе Осиновское (рис. 8, 9).

Пески озерно-аллювиального и аллювиального генезиса с линзами озерно-болотных отложений вскрыты разрезами Пасьва — Колешка на р. Ваге (рис. 3—6). Средневалдайский возраст их определяется по отсутствию сходства пыльцевых диаграмм (палинозоны KA_{13} — KA_{18} ; рис. 6—8) с диаграммой сийских слоев. По данным радиоуглеродных и термолюминесцентных датировок, возраст этих отложений средневалдайский ($34\ 500 \pm 1100$ — $36\ 500 \pm 750$ Тп-215, 216, 217; $32\ 000$ — $45\ 500$, Тп—Т1-2,6), и только слой песков с максимумом пыльцы березы, залегающий непосредственно над микулинскими осадками, продатирован ранним валдаем (62 000, Тп—Т1-4). Залегание осадков, совпадение данных термолюминесцентного (Хютт) и радиоуглеродного (Раямяэ) анализов дают основание для выводов о средневалдайском возрасте песков и органогенных осадков, залегающих выше (слои 13—9) (Девятова и др., 1981).

Средним валдаем (43 900 л. н.) продатированы органогенные отложения, изученные в районе Петрозаводска И. М. Экманом (Лийва и др., 1977), на гипсометрически более высоких отметках не только морских микулинских осадков, но и толщи подморенных пресноводных глин и суглинков.

В течение раннего валдая изменения растительности совершались трижды. Кроме того, менее значительные изменения установлены для отрезка потепления (KA_{11}). По среднему валдаю получить цельность картины трудно. Во-первых, осадки, которые, с нашей точки зрения, могут быть отнесены к среднему валдаю, установлены далеко не повсеместно. Во-вторых, изученными разрезами вскрыты то большие, то меньшие фрагменты среднего валдая; в полном объеме он не вскрыт ни в одной из известных нам точек. Поэтому диаграммы в каждом случае характеризуют лишь какую-то часть среднего валдая. В-третьих, осадки генетически и фациально разнообразны, а так как пыльца различных пород по-разному реагирует на условия аккумуляции и захоронения в разных средах (Кабайлене, 1969; Кондратене и др., 1970), сопоставимость палинокомплексов затруднительна. Исходя из сказанного в расчленении пыльцевых зон и их корреляции мы прежде всего опираемся на геологическое строение разрезов.

Естественно, большим доверием пользуются разрезы, где осадки, синхронные зоне KA_{13} , закономерно сменяют предыдущие вверх по разрезу. Такую закономерность мы имеем в шенкурском разрезе (рис. 11). Наиболее характерная особенность палинокомплекса (KA_{13}), синхронного осадкам, заключается в том, что при повсеместно доминирующей березе (до 80%), а также трав и кустарничков, в составе растительности несколько возросла роль ели и сосны. Достаточно хорошо эта зона

представлена в разрезе Пасьва (рис. 6, 5). К сожалению, для других участков территории (р. Сев. Двины, Мезенского бассейна и Карелии) мы не располагаем материалами, которые с абсолютной уверенностью можно было бы трактовать как аналоги зоны КА₁₃.

Зоне КА₁₄ в шенкурском разрезе (рис. 11), из-за размыва осадков при бурении, синхронны отложения, охарактеризованные единственным образцом (147). По-видимому, этот отрезок времени заполняется диаграммой нижней линзы торфа и вмещающих его алевритовых песков в райбольском разрезе (рис. 13, д; 15). Судя по сходству пыльцевых диаграмм, вероятно корреляция этих отложений с органогенными осадками пасьвинского разреза, заключенными в толще песков (рис. 4, слой 12; рис. 6, интервал 9,3—9,65; рис. 7). На том же основании, возможно, сюда следует отнести линзу органогенных отложений в первомайском разрезе (рис. 25).

Наиболее существенными особенностями для зоны КА₁₄ можно признать преобладание пыльцы *Picea* (до 40—45%) и *Betula* (до 80) в группе древесных пород, причем 10—20% берез составляет В. папа при большом количестве пыльцы группы трав и кустарничков,* среди которых мы видим *Dryas* sp., *Draba* sp., *Thalictrum alpinum*, *Cornus*, *Rubus chamaemorus*, а среди споровых обилие *Selaginella selaginoides* (особенно в Пасьве 1; рис. 6) и присутствие спор *Lycoperidium alpinum*. Все они входят в состав современной растительности таежной зоны Архангельской обл., но более характерны для зоны тундры и лесотундры. Наряду с перечисленными видами встречена пыльца *Ephedra* и *Eurotia ceratoides*, не произрастающих ныне на севере России. Накопление осадков, как это следует из состава пыльцы, происходило в условиях, более теплых, чем во время, охарактеризованное палинозонами КА₁₂, 13. Большая примесь пыльцы таежных, как и термофильных, элементов флоры в шенкурском разрезе, вероятнее всего, обязана переотложению из микулинских отложений. В пасьвинском разрезе органогенные отложения залегают между пачками песков с ярко выраженными явлениями криогенеза (рис. 3, 4). Можно полагать, что аккумуляция торфа совпала с эпохой потепления. По лучшей выраженности в диаграммах пасьвинского разреза оно названо нами пасьвинским (1, а, t III vd₂(ps)).

Более суровыми были условия во время последующего цикла осадконакопления, синхронного зоне КА₁₅. В шенкурском разрезе (интервал 19,5—12,0 м; рис. 11) и его аналогах этот отрезок времени представлен пылеватыми, алевритовыми песками, обогащенными как автохтонной, так и переотложенной пылью; в пасьвинском разрезе представлен частично органогенными и вмещающими их мелкозернистыми песками (интервал 9,35—8,5 м; рис. 6). Доминирующими компонентами палинокомплекса зоны КА₁₅ являются пыльца берез (50—90%), 10—40% состава которой приходится на В. папа, и пыльца трав и кустарничков (10—70%). Самые существенные компоненты пыльцы второй группы — *Artemisia* (до 30%) и *Ericales* (до 20% в шенкурском разрезе). В состав разнотравья и споровых входят те же из наиболее характерных видов, которые были отмечены для зоны КА₁₄ (см. выше). Группу древесных пород дополняет пыльца ели (1—20%), сосны (2—18%, до 32% в шенкурском разрезе), а также *Salix*, *Alnus* и *Alnaster fruticosus*, присутствие которых в палинозоне КА₁₅ выше, чем в зоне КА₁₄. Вся сумма признаков характеризует растительность, в основном сходную с современной тундровой, но не аналогичную ей.

* Даже за вычетом пыльцы незабудок (сем. Boraginaceae), характеризующих местные условия обитания, в райбольском и пасьвинском разрезах группа трав и кустарничков составляет не менее 20—30%.

К зоне KA_{16} можно отнести старичные органогенные и вмещающие их озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения, вскрытые райбольским разрезом на высоте 10—12 м над уровнем р. Ваги (рис. 16, 13, а, е, ж; слой 9), и пески слоев 3—5 в первомайском разрезе (рис. 25). В деталях отдельные отрезки палинозоны в какой-то мере отличаются друг от друга, особенно в райбольском разрезе. Но в целом для палинозоны KA_{16} характерно большое количество пыльцы трав и кустарничков (до 60%) и преобладание сосны в группе древесных пород. Но качественный состав спектров существенно меняется только в райбольском разрезе, в интервале 10,6—10,0 м, где резко возрастает общее количество пыльцы травянистых растений, их разнообразие и обилие пыльцы сорных трав и азотолюбов — спутников человека и животных. Сюда относится большая часть маревых и разнотравья (крапива, подорожник, цикорий, различные травы из сем. *Rosaceae*, *Scrophulariaceae*, *Violaceae*, *Brassicaceae*, *Polygonaceae*, *Alsinaceae* и т. д.) и, по-видимому, полыней. Таким образом, можно констатировать, что изменения растительности в это время обусловлены формированием фитоценозов локальных местообитаний. Выявлению закономерностей в изменении палинокомплекса, не связанного с местными условиями, мешает примесь переложенной пыльцы, поставщиком которой, очевидно, были микулинские органогенные отложения. К такому выводу склоняет нас большая примесь пыльцы тех пород и видов, которые обнаружены в торфяных осадках микулинского разреза (см. рис. 6, 7; зоны KA_5 — KA_8): *Osmunda cinnamomea*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*. Быть может, сюда же относится какая-то часть пыльцы *Picea*. Но через все эти примеси и большую роль узколокального процесса в развитии растительности можно уловить несколько характерных моментов: а) постоянно большое количество пыльцы группы трав и кустарничков (не менее 20—30% при вычете пыльцы локальных биоценозов); б) постоянная примесь большой группы видов, имеющих связи с современной Арктикой и степными районами. Примесь таких элементов наблюдается, в сущности, на протяжении всего времени накопления осадков, но более обильна там, где представление об автохтонности пыльцы подкрепляется высоким содержанием ее на 100 г породы. Доминирующая пыльца позволяет сделать вывод о том, что в эпоху накопления осадков территория пра-Ваги входила в северную часть подзоны северной тайги, а низовья современной Сев. Двины — в зону лесотундры.

Время, синхронное зоне KA_{16} , характеризуется накоплением органогенных осадков, освоением р. Ваги человеком и, по-видимому, некоторым потеплением климата в сравнении с предшествующим. По лучшей выраженности его в пылецевой диаграмме разреза Райбола, расположенного в 0,5 км ниже устья р. Почы, потепление названо нами усть-починским ($III\ vd_{1(ur)}$).

Стратиграфически выше залегают осадки, аккумуляция которых непосредственно предшествовала продвижению поздневалдайского ледника в юго-восточные пределы территории. Сюда относятся перигляциальные отложения типа покровных суглинков (алеурита песчанистого) — лессовидных, неслоистых, уплотненных, зеленоватого цвета, с многочисленными включениями сильно выветрелых мелких валунов и гальки (рис. 8 а, слой 4; рис. 8, б, слой 2; рис. 12 и 13, слой 6) и перигляциального аллювия (слои 7, 8, рис. 12, 13; слой 10, рис. 3, 6) в виде зеленоватых мелкозернистых песков. У юго-восточной границы распространения поздневалдайского ледника (разрезы Усть-Паденьга и Осиновское; рис. 8—10), во внеледниковой зоне (Пасьва), эти осадки

залегают под ленточными глинами, мощность до 2,5 м, севернее (разрез Райбола; рис. 13) — под мореной.

Если о времени накопления осадков, синхронных палинозоне КА₁₆, можно говорить как об эпохе некоторого смягчения (а быть может иссушения?) климата, то накопление данных отложений происходило в условиях весьма суровой палеогеографической обстановки (палинозона КА₁₇; рис. 6, слои 10, частично 9). В палинокомплексе доминирует пыльца трав и кустарничков (до 62%), а среди древесных *Betula* (до 95%) с количеством *V. папа* в ее составе до 28%. Очевидно, можно говорить о преобладании в растительном покрове травяно-кустарничковых и кустарниковых ассоциаций и лесах не более чем паркового типа. Постоянное участие в спектрах пыльцы ели не удивительно, так как ель способна произрастать в зоне вечной мерзлоты, создавая поверхностную корневую систему (Пьявченко, 1954). В течение значительной части времени климат и растительность, видимо, были сходны с таковыми зоны тундры Архангельской обл.

Ни один из палинокомплексов, установленных в отложениях среднего валдая, не сравним не только с микулинским, но даже с палинокомплексом сийского потепления (КА₁₁). В пыльцевых зонах, характеризующих средний валдай (КА₁₃—КА₁₇), мы видим: а) довольно простую последовательность кульминаций пыльцы древесных пород, в которой участвуют, главным образом, береза, меньше ель и сосна; б) постоянно большую примесь пыльцы трав и кустарничков, количество которых несколько сокращается в палинозонах, синхронных потеплениям (КА₁₄, КА₁₆). Наилучшим образом переменность фациальной обстановки, обусловленная сменой потеплений похолоданиями, представлена в пасьвинском разрезе (рис. 3, 5, 6), эталонном для нашей территории.

Морена, которая разделяла бы не только микулинские и ранневалдайские, но ранневалдайские и средневалдайские отложения, изученными разрезами не установлена. Напротив, мощный ледниковый и приледниковый комплексы бронируют поверхность средневалдайских отложений (рис. 3, 4, 8, 12, 13, 23 и др.). Отсюда напрашивается вывод о максимуме оледенения в позднем валдае.

Во внеледниковой зоне (южнее д. Осиновская) основу поздневалдайских отложений составляют озерно-ледниковые глины и алевриты (рис. 3—6; слои 9—5): Северодвинский язык (Структура и динамика..., 1977) в фазу максимума блокировал Палеовагу, способствуя образованию крупного приледникового озера. К югу от границы валдайского ледника озерно-ледниковые глины перекрыты алевритовыми, хорошо отсортированными желтыми песками регрессивной стадии водосмов. Аналогичный состав имеют прибрежные, мелководные фашии водоема, прослеживаемые до абс. отметок 90 м. На более высоких уровнях распространены мелкозернистые и алевритовые, хорошо отсортированные желто-серые пески, которыми создан холмистый рельеф «песчаных пустынь», характерных для перигляциальной зоны (Асеев, 1974).

Из результатов исследований А. А. Атласова, В. П. Гриба, П. Н. Долгих, Э. А. Кальберг, Е. Н. Калганова, И. Д. Картаева, З. Г. Корольковой, В. Г. Легковой, Н. Б. Левиной, З. К. Махнач, А. И. Миловской, В. Е. Останина, К. И. Поликарпова, Э. С. Плешивцевой, В. И. Розанова и др. и личных наблюдений следует, что поздневалдайское оледенение наиболее широко представлено фацией основной морены в виде более или менее монолитного пласта темно-серого, нередко полосчатослоистого, полигонально-оскольчатого суглинка с примесью гравийно-галечного и валунного материала местных осадочных пород и пород Кольско-Карельской провинции. Доминирующая юго-

восточная ориентировка галек параллельна направлению движения ледника. Иногда, например в разрезах Осиновское (рис. 8), Первомайский (рис. 23), морена имеет двучленное строение. Верхний слой ее, по-видимому, абляционной морены, представлен осадками обычно более грубого, супесчаного состава. Контакт четкий. Доминирующая мощность морены 1,5—2,5 м.

На участках Райбола и Сия — Челмохта (рис. 13, 14, 19) ледниковый комплекс имеет очень сложное строение и большую мощность (до 12 м). Для него характерно: переслаивание морен различной мощности (0,7—2,5 м), разных цветов и оттенков, разнообразного литологического состава (от тяжелосуглинистых до супесчаных), неравномерно насыщенных примесью гравийно-галечного и валунного материала; переслаивание с песками и алевритами; наличие слоистости или сланцеватости, прослеживаемое в ряде случаев макро- или микродислокации, текстуры захвата и «растаскивания» подстилающих осадков и т. д. Перечисленные особенности в полной мере подтверждают современную теорию материковых оледенений, в частности представления о довольно широком распространении фаций чешуйчатых морен (Асеев, 1974; Лаврушин, 1976). В Северодвинском бассейне выходы этих осадков приурочены к сдровской (Райбола) и лужской или кенозерской (Сия — Челмохта) гляциоморфологическим зонам валдайского ледника. Анализ разрезов показал, что максимум оледенения соответствует позднему валдаю. Юго-восточный край его пересекал р. Вагу между Колешкой и Усть-Паденьгой (Атласов и др., 1978; Останин и др., 1979). Единственной пылевой диаграммой, в которой нашла отражение эпоха поздневалдайского оледенения, является диаграмма Пасьвы (рис. 6; интервал 6,0—1,8). Обилие пыли группы трав и кустарничков (до 40%), преобладание березы в первой группе (до 99%) с содержанием *Betula* папа до 40%, постоянная примесь *Salix* и большое количество полыней (до 60%), несмотря на наличие переотложения (обилие дочетвертичной пыли и *Alnus*, примесь пыли термофильных элементов, свидетельствующих о переотложении), позволяют думать, что диаграммой в полной мере отражена палеогеографическая обстановка ледниковой эпохи. Она характеризуется растительностью перигляциального типа, аналогов которой в современной растительности Архангельской обл. не имеется.

Комплекс ледниковых отложений перекрыт позднеледниковыми осадками. Чаще других в их составе представлены ленточные глины.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

РОЛЬ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ОСВОЕНИИ ТЕРРИТОРИИ ЧЕЛОВЕКОМ

Сложность процессов, в результате которых происходили изменения природной среды, нашла отражение в стратиграфии разрезов. Раскрыть последовательность в изменении этих процессов во времени, определить степень их воздействия на формирование природных комплексов, выделить эпохи, когда в экосистеме сложились наиболее благоприятные условия для проникновения человека на север и последующего освоения им территории, является задачей данного раздела.

МИКУЛИНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ

Палеоводоемы

Одним из основных абиотических компонентов природного комплекса в позднем плейстоцене были палеоводоемы. Трансгрессии микулинского межледниковья, известной на севере как «бореальная», предшествовал период существования позднемосковских озерно-ледниковых водоемов. Такого типа палеоводоемы размещались в Онежской и Ладожской котловинах, в среднем течении Сев. Двины и в долине Ваги. В депрессиях позднеледниковые отложения залегают на минимально низких абсолютных отметках — 25—35 м. В краевых участках внутриконтинентальных понижений (см. выше), входящих ныне в состав береговых уровней современных рек и озер, максимальные отметки в их залегании не превышают +50 м (рис. 2, 30). К данному хронологическому интервалу мы не можем отнести ленточнослоистые отложения более высоких береговых уровней, связь которых с предысторией микулинского водоема неустановима.

Береговые уровни, синхронные предмикулинским палеоводоемам, не установлены, так как они погребены под более поздними продуктами аккумуляции и, по-видимому, большей частью абрадированы. Осадки имеют пресноводный генезис (Жузе, Порецкий, 1937; Девятова, Старова, 1970; Плешивцева, 1972). Данные об обширной позднеледниковой морской трансгрессии, предшествующей микулинской эпохе, с уровнем моря, на 150 м превышающим современный (Смирнова, 1976), вызывают сомнения.

Морские микулинские отложения, о чем говорилось выше, в большинстве случаев залегают ниже уреза современных рек либо в основании II и III надпойменных террас (низовья р. Мезени, среднее течение р. Сев. Двины), на отметках +7—20 м, и только в прибрежной зоне палеоморя они слагают и нижнюю и среднюю части террас и залегают на отметках от +55 (Пасьва) до +65 м (В. Телза). Наиболее

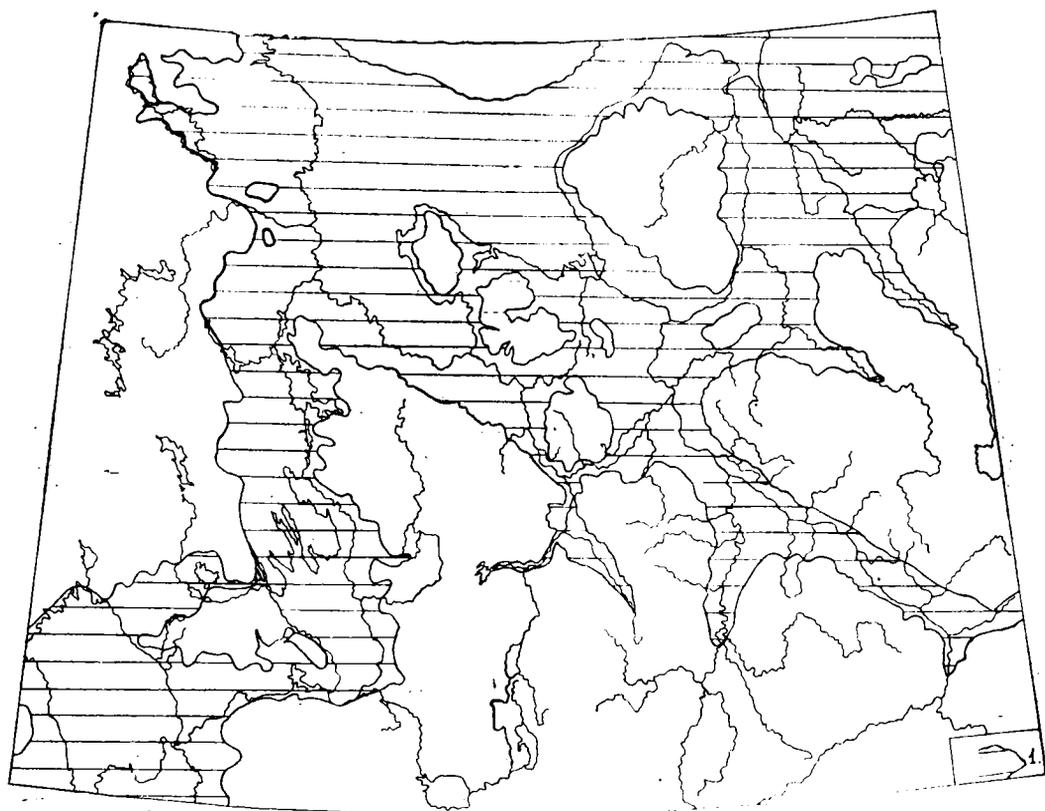


Рис. 30. Картохема морского водоема микулинского межледниковогоья (1)

низкий гипсометрический уровень в залегании микулинских отложений, от -15 до -30 м по подошве, установлен в Ладожской, Онежской, Нижнесеверодвинской и Вагской депрессиях. Из залегания осадков становится очевидным, что ко времени бореальной трансгрессии микулинского межледниковогоья север Русской равнины был рассечен системой заливов и губ, унаследовавших домикулинские депрессии и понижения.

Наиболее глубоко морской залив вдавался в сушу по Северодвинскому понижению. На юге он имел ответвление в Вагскую депрессию. Системой проливов Двинский залив соединялся с Онежским, Пинежским и Мезенским заливами, унаследованными ныне одноименными реками (рис. 30). Береговая линия бореального моря наилучшим образом сохранилась в современном рельефе на правом берегу Сев. Двины к югу от р. Пиньгиши, в районе Нижнеонегорецкого понижения, на Онежском п-ове, Беломорско-Кулойском плато и Пинежско-Мезенском водоразделе. Клиф бореального моря на этих участках сложен выходами коренных пород. Его отработке и хорошей сохранности в рельефе способствовало вторичное проникновение морских вод по заливам микулинского моря более поздней морской трансгрессии, продвижение ледниковых языков в эпоху оледенения и заполнение понижений талыми ледниковыми водами в позднеледниковое время в позднем валдае. С ориентировкой клифа во многих случаях совпадает направление от-

дельных отрезков современных долин, приуроченных к его подножию: среднее течение р. Пиньгиши с притоком Кова — среднее течение р. Шеньги, р. Модья с притоками, притоки в низовьях р. Сев. Двины и др.; в бассейне р. Пинеги — рр. В. Угзеньга, Нюхалова, Ежуга и др.; в бассейне р. Онеги — Н. Телза — В. Телза (отрезки северо-западной ориентировки); среднее течение р. Сывтуги и нижнее р. Порсы и др. На основной части территории береговая линия погребена под осадками валдайского оледенения и тем не менее сохранилась в виде то более, то менее сглаженного уступа.

Изученные разрезы позволяют согласиться с заключением В. М. Смирновой (1976) о неоднократности колебаний уровня моря в период бореальной трансгрессии, но не позволяют принять вывод о максимуме трансгрессии в московское позднеледниковье с уровнем моря на 150 м выше современного. Никаких следов морских отложений на отметках более 60 м не установлено. Ссылки на наличие диатомовой флоры в галечниковых и ленточнослоистых отложениях вряд ли можно считать правомерными. По-видимому, эти разрезы столь же ненадежны для выводов, как разрезы озерно-ледниковых отложений в Приладожье, несмотря на то, что осадки переполнены морской диатомовой флорой (Лак, 1976; Евзеров, Экман, 1978). К наиболее ранней стадии бореальной трансгрессии, как показало повторное обследование разрезов группы Пасьва — Колешка на р. Ваге, могут быть отнесены низы разрезов Красная Горка и Шенкурск, Бычье (рис. 11, 19, 26), а также Колешка 1 (см. рис. 3), датируемые зонами $K_1 (M_1)$ и $K_2 (M_2)$. Осадки содержат морскую малакофауну, а в образцах, отобранных К. К. Воллосовичем из расчисток, соседних с Колешкой 1, Э. И. Лосевой (1973) установлен комплекс морских диатомей мелководного водоема. Так как данные отложения залегают на гипсометрических отметках не выше 45 м, а в 1,5—2 км выше по течению р. Ваги им соответствует слой торфа, то отсюда следует вывод, что береговая линия самой ранней стадии морского водоема в долине р. Ваги не более чем на 45—46 м превышает современный уровень моря. Об ограниченных пределах в ингрессии моря на этом этапе можно судить также по пресноводному генезису осадков этой стадии в Ладожской и Онежской котловинах (Девятова, 1972; Лак, 1976). Во время накопления осадков зон $KA_1 (M_1)$ — $KA_2 (M_2)$ центральная и южная Карелия еще не была охвачена морской трансгрессией.

Колебания береговой линии в течение микулинского межледниковья были неоднократными, и мы подтверждаем представления В. М. Смирновой, сложившиеся в результате анализа диатомовой флоры.

Первое снижение береговой линии моря соответствует зоне $KA_3 (M_2)$. Этот момент фиксируется всеми разрезами по наличию слоя торфа (В. Телза, Пасьва, Колешка) либо выпадением зоны KA_3 (Красная Горка, В. Видлица, Вас. Бор). Есть основание полагать, что регрессивная стадия моря затянулась вплоть до начала зоны $KA_4 (M_{4a})$. Однако основная часть зоны $KA_4 (M_{4a})$ соответствует времени максимума межледниковой морской трансгрессии. Именно в это время морские воды проникли далеко в глубь территории: в Карелии — в пределы Онежской и Ладожской котловин, в бассейне Сев. Двины — вплоть до пос. Пасьвы на р. Ваге. Ранее максимум датировался более широким временным интервалом — первой половиной межледниковья (Лаврова, 1937; Лаврова, Троицкий, 1960; Девятова, 1961; Плешивцева, Гриб, 1965). Максимальный предел в распространении осадков прибрежного типа в бассейне Сев. Двины — 60 м абс. выс., что также меняет прежние представления о более высоком уровне береговой линии межледникового моря по отношению к современному: до 100 м, по Б. П. Лихареву (1933),

до 100—115 м, по М. А. Лавровой (1937), и до 80 м, по М. Н. Карбасникову (1937), до 110 м, по В. М. Смирновой (1976), но в начале микулинской эпохи.

Время, синхронное зонам $KA_5—KA_9$ ($M_{4a}—M_8$), характеризуется повсеместной регрессией, которая, по-видимому, носила пульсирующий характер (Смирнова, 1976).

Начиная с зоны KA_5 (M_{4b}) в прибрежной зоне трансгрессии (Пасьва, В. Телза) снова началось накопление органогенных озерно-болотных отложений. В долине р. Ваги волноприбойные отложения, представленные желтоватым алевритистым песком с линзовидными прослойками ракушечника и обильной примесью окатанной гальки, залегают на отметках 49—51 м абс. выс. (рис. 3), т. е. береговая линия начала регрессивной стадии не более чем на 50—51 м превышает современный уровень моря. В разрезах группы Осиновское—Усть-Паденьга волноприбойная линия, фиксируемая рубежом зон $KA_8(M_7)—KA_9(M_8)$ и зоной KA_9 , находится на отметках 37—40 м абс. выс. Отчленение Вагской депрессии от моря произошло во время, синхронное зоне KA_9 . В осадках этой зоны (шенкурский разрез; рис. 11) исчезают фауна и морская диатомовая флора. Последовательная регрессия и более раннее отчленение от моря произошло в Онежской (зона $KA_6(M_5)$) и Ладужской (зона $KA_7(M_6)$) котловинах на территории Карелии. В петрозаводском разрезе с зоны $KA_6(M_5)$ исчезает фауна моллюсков и фораминифер и морская диатомовая флора (Абрукина, Красильникова, 1972), а в осадках становится обильной примесь прибрежной водной растительности (Девятова, 1972). В разрезе В. Видлица в зоне $KA_7(M_6)$ (рис. 28) исчезает фауна моллюсков, в глинах появляются прослойки песка и включения стеблей прибрежной флоры, примесь которой особенно обильна в осадках зоны $KA_9(M_8)$.

Итак, на территории южной Карелии морской водоем микулинской эпохи сохранялся до эпохи, соответствующей зоне $KA_8(M_7)$. Существование морских заливов в долинах крупных рек Архангельской обл. (Мезень—Пеца, Сев. Двина—Вага—Пинега, Онега) продолжалось вплоть до конца микулинского межледниковья (зона $KA_9(M_8)$) (рис. 3—6, 10, 11, 19).

В долине р. Ваги, в краевой зоне последнего оледенения и за его пределами, максимуму бореальной трансгрессии коррелятна поверхность террасы с отметками до 100—105 м абс. выс., которая в микулинское время простиралась вдоль залива в виде приморской равнины. Поверхность приморской равнины, обрамляющая третью террасу р. Ваги с востока, четко выражена в современном рельефе. В регрессивную стадию, по всей вероятности, формировалась серия террас. По-видимому, скорость регрессии к концу межледниковья резко увеличилась.

Береговая линия микулинского моря была расчленена разветвленной сетью рек. Многие долины унаследованы современными, о чем свидетельствует наличие микулинских отложений в них: В. Телза, Кена, Икса и др. в бассейне р. Онеги; Паденьга в бассейне р. Ваги; Цема, Опа в бассейне р. Мезени; Ваеньга, Калажма, Пиньгиша и др. реки в бассейне Сев. Двины ниже устья р. Ваги. Межледниковая трансгрессия в стадию максимума неизбежно должна была вызвать подпор рек, впадающих в море. Результат этого явления мы видим в накопленных толщах аллювиальных отложений, например, в таких реках, как Кулой, Вель и Вага в верховьях и т. д.

Палеорастительность

Растительность является основным звеном среди биотических компонентов экосистемы и главным индикатором климата. Материал для реконструкции палеорастительности дают пыльцевые диаграммы (рис. 5, 6, 10, 11, 19, 26—29). Восстановление каждой фазы велось путем сравнения с современной растительностью территории (Флора Северо-Востока..., 1974, 1976 а, б, 1977).

Из данных пыльцевого анализа следует, что в течение микулинского межледникового и предшествующей ему эпохи растительность прошла несколько фаз развития.

I фаза — перигляциальной растительности с тремя подфазами. Подфаза I а (зона Ms) — флора близка к современной в арктической зоне, но не идентична ей. Ядро растительности, как и ныне в современной Арктике (Толмачев, 1960), состояло, преимущественно, из низкорослых форм двух неоднородных групп: а) гипоарктических мезофитов, характерных для современных тундр (*Betula nana*, *Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides*, *Rubus chamaemorus* и др.); б) ксерофитов, имеющих связь как с зоной Арктики или горноальпийскими районами (*Dryas*, *Dryas*, *Lycoperidium alpinum*, *Thalictrum alpinum*, часть злаков, разнотравья, определение которых невозможно при современном уровне пыльцевого анализа), так и со степями (*Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, часть злаков, большая группа полыней, разнотравья). Лесную растительность составляли виды, относимые Г. М. Зозулиным (1957) к березняковому, ольшанниковому и ивняковому ценогенетическим комплексам, которые обладают приспособляемостью к суровым климатическим условиям, к бедности почв и условиям увлажнения (*Betula pubescens*, *Alnus incana*, виды *Salix*, разнотравье и др.). Это была тундростепная растительность с лесами паркового типа (Гричук, Гричук, 1950, 1960).

Подфаза I б (зона KA₁ (M₁)). Растительность была по-прежнему экологически неоднородной. Для нее остается характерным березняковый и ерниковый флористические комплексы с примесью ксерофитов. Таяние материковых льдов и потепление климата еще не завершились, стеногляциальный комплекс в составе растительности сохраняется (см. пыльцевые диаграммы). Но создались предпосылки для обогащения лесной растительности бореальными мезофитами. Ведущее значение приобрел таежный флористический комплекс с видами, адаптированными к тенистым прохладным условиям с достаточным увлажнением: *Picea*, *Larix*, *Pinus*, их спутники из папоротников и плаунов (*Lycoperidium selago*, *L. clavatum*, *L. annotinum*) и кустарников порядка *Ericales*, а также мхи, создающие плотный напочвенный покров в темнохвойных лесах (Сукачев, Недосеева, 1954; Пьявченко, 1954). Но растительность на отдельных участках имела региональные особенности (табл. 1). На юго-востоке территории (р. Вага), наиболее удаленной от центра оледенения и близкой к Приуралью, в зональной растительности доминировали темнохвойнотаежные леса. На юго-западе, в Карелии, преобладал боровой ценогенетический комплекс. Возможно, преобладание сосны в Карелии, как и ныне, было обусловлено эдафическими условиями. На севере (рр. Мезень — Пеза) доминирующими оставались березняковый и ерниковый ценогенетические комплексы. Таежные элементы занимали крайне подчиненное положение. Растительность подфазы была переходного типа и сочетала в себе признаки каменистой тундростепи, осоково-моховой и кустарниковой (ерниковой) тундры с элементами растительности, свойственной северо-таежной зоне.

Подфаза I в (зона KA_2 (M_2)) по-прежнему объединяет растительность контрастных местообитаний: лесные и тундровые мезофиты бореальной и гипоарктической групп, группу арктических и арктоальпийских видов, ксерофитов, большую группу пионерной растительности. Разнообразие растительности дополняется группой галофитов, закрепившихся на прибрежных местообитаниях морской равнины. Березняковый и ерниковый ценогенетические комплексы преобладали в зональной растительности на севере территории, боровой и березняковый — на юго-западе Карелии, боровой, березняковый и темнохвойнотаежный — на юго-востоке (р. Вага) (табл. 1). Растительность и природные условия подфазы I б напоминают обстановку аллереда, а подфазы I в — верхнего дриаса валдайского позднеледникового.

Современные наиболее близкие аналоги отдельных ассоциаций растительности первой фазы можно найти к северу от широтного отрезка р. Печоры, в районе Обской губы, в Лено-Витимском бассейне, в степном Приуралье. Растительность первой фазы сочетала в себе элементы предтундровых еловых и березняковых редколесий с растительностью мохово-травяно-кустарничковой и каменной тундры, а также сырых либо остепненных лугов (Физико-геогр. атлас мира. Растительность, 1964). Вторая подфаза выделяется довольно широким распространением лесов северотаежного типа. Но они не были ведущим компонентом зональной растительности в первую и третью подфазы.

Растительные зоны в фазу I, в составе которой сохранялись элементы стеногляциальной флоры, по-видимому, имели северо-восточное простирание, согласное простиранию края ледника. Признаки стойкого потепления с формированием лесной растительности четко определились только с фазы II.

II фаза (зона KA_3 (M_3)). В результате массового расселения лесных мезофитов сложился тот тип зонального растительного покрова, в котором бореальные виды, широко представленные в современной флоре средней тайги, заняли доминирующее положение. Боровой ценогенетический комплекс приобрел ведущее значение (*Pinus silvestris*, *Calluna vulgaris*, *Pteridium aquilinum*, *Lycopodium complanatum*, часть злаков, разнотравья, кустарнички из порядка *Ericales*, мхи, лишайники и др.). Подчиненное положение занимали березняковый и темнохвойнотаежный комплексы. Ядро растительности создавали бореальные элементы, но в ее составе сохранялось какое-то количество ксерофитов — реликтов ледниковой флоры (*Dryas*, *Cryptogramma crispata*, *Ephedra*), имеющих связь с растительностью каменной тундры и степной зоны. Кроме эфедры, все они представлены в современной растительности Архангельской обл. и Карелии (Флора Северо-Востока..., 1974, 1976 а, б, 1977; Раменская, 1960). По-видимому, в фазу II территория находилась в зоне средней тайги. Палеорастительность, как показывает сравнение ее состава с современной растительностью, имела много общего со среднетаежными сосновыми лесами верховьев р. Вычегды. Но в ее составе была примесь видов, свойственных остепненным лугам Уфимского Приуралья.

Растительные зоны, судя по составу пыльцевых диаграмм, приобрели широтное направление. По мнению В. Н. Сукачева и А. К. Недосеевой (1954)*, в эту фазу произошла замена теневыносливой ели сосной. Причиной было иссушение климата. С таким выводом согласуются признаки регрессии бореального моря.

* Вывод, сделанный авторами для средней России, по-видимому, приемлем и для исследуемой территории, так как нашими диаграммами выявлены те же закономерности в смысле палинокомплексов, какие присущи диаграммам средней полосы Союза.

III фаза — хвойно-широколиственных лесов (зоны KA_4 — KA_7 (M_{4a} — M_6)) — характеризуется сходством пыльцевых диаграмм далеко отстоящих разрезов (рис. 5, 6, 10, 11, 19, 26—29, табл. 1). В эту фазу вся территория была расположена в зоне смешанных лесов подтаежной зоны.

В зональную растительность входили: а) неморальный (*Quercus robur*, *Ulmus laevis*, *U. scabra*, *Carpinus betulus*, *Corylus avellana*, *Osmunda cinnamomea* и сопутствующие им виды в травяно-кустарничковом покрове), объединяющий ценозы, требовательные к теплу и богатым почвам; б) березняковый (*Betula pubescens*, *B. verrucosa*, *Polygonum bistorta*, равнообразное по составу разнотравье и др.); в) ольшанниковый (*Alnus glutinosa*, *A. incana* и др.); г) боровой (*Pinus silvestris*, *Calluna vulgaris*, *Pteridium aquilinum*, *Lycopodium complanatum*, соответствующие злаки, разнотравье, мхи и лишайники). Заметную роль играл темнохвойнотаежный флористический комплекс (*Picea*, папоротники родов *Dryopteris*, *Cystopteris*, *Athyrium*, *Lycopodium selago*, *L. clavatum*, *L. annotinum*, сюда же, по-видимому, может быть отнесен *Orphoglossum vulgatum*, сфагновые мхи и т. д.), участие которого было особенно значительным на юго-востоке территории. Приморский климат, как и ныне на Балтийском побережье (Миняев, 1965 а, б, 1969 а, б), и выходы коренных пород на берегах бореального моря способствовали сосуществованию мезофитной и мезоксерофитной лесной растительности с ценозами ксерофитов и галофитов. Океанический климат, воздействуя на окружающую среду, сближал границы видов различных географических связей (Козо-Полянский, 1931). В растительности объединены элементы, различные по географическим связям. В результате потепления климата и межледниковой морской трансгрессии произошли изменения в соотношении видов и групп в ранее сложившемся эколого-географическом комплексе, который обогатился мигрантами с юга и юго-запада. Ценозы неморального ценогенетического комплекса дополнили березняковый, боровой и темнохвойнотаежный. Хвойно-широколиственные леса, созданные на их основе, простирались за пределы современного Полярного круга. По смене доминантных видов и комплексов в фазе III могут быть выделены несколько подфаз.

Подфаза IIIa, синхронная зоне KA_4 (M_{4a}), характеризуется доминирующим положением субксерофильно-дубравных формаций в неморальном комплексе и его разнообразием (*Quercus robur*, *Ulmus laevis*, *U. scabra*, *Corylus avellana* и др.). Фоновую растительность создавал боровой флористический комплекс (*Pinus silvestris*, *Calluna vulgaris*, *Pteridium aquilinum*, *Lycopodium complanatum* и др.). Теплый, сухой климат в сочетании с бореальной трансгрессией, составом и строением берегов, нередко сложенных карбонатными породами, способствовал сохранению степных ксерофитов из числа кальцефилов — реликтов ледниковой эпохи (*Eurotia ceratoides*, *Ephedra*, часть злаков, разнотравья).

Подфаза IIIб, соответствующая зоне KA_5 (M_{4b}), сходна с предыдущей по составу флористических комплексов, но имеет существенные отличия (табл. 1): а) в составе неморального комплекса на юго-востоке и юго-западе территории появилась липа, а на юго-западе, кроме того, постоянным компонентом стал граб и, надо полагать, их спутники в составе разнотравья и папоротников; б) расширилась роль березнякового комплекса, но несколько сократилась борового; в) возросло количество лещины и теневыносливых, влаголюбивых пород ольшанникового ценогенетического комплекса (*Alnus glutinosa*, *A. incana*). На юго-востоке территории существенной была примесь пород

темнохвойнотаежного флористического комплекса (*Picea*, *Lycodium annotinum*, *L. selago*, *L. clavatum*, *Dryopteris phegopteris*, разнотравье и др.). Возросшей значимости влаголюбивых пород вторит увеличение роли *Osmunda cinnamomea*, которая особенно обильна на р. Вага, где темнохвойнотаежный флористический комплекс входил в состав фоновой растительности. Хвойно-широколиственные леса данной подфазы приобрели качественно обновленный состав. В климате произошел перелом в сторону увеличения влагообеспеченности. И тем не менее в растительности сохранились *Ephedra*, *Eurotia ceratoides* и другие ксерофиты. По-видимому, местом их обитания были морские побережья с выходами карбонатных пород.

В растительности подфазы IIIв (зона $KA_6(M_5)$) сохраняется неморальный флористический комплекс, а значение бетулярного (*Betula pubescens*, *B. verrucosa*, *Polygonum bistorta* и др.) расширяется, особенно на севере. На юго-востоке территории (р. Вага) еще более возрастает роль темнохвойнотаежного комплекса. Северных пределов достиг *Carpinus betulus*. Повсеместно постоянным компонентом в травянисто-кустарничковом ярусе стала *Osmunda cinnamomea*. Примесь липы, максимум которой определяет палинозону M_5 в диаграммах средней полосы Союза, на данной территории была незначительной. Примесь пихты и ее спутников в темнохвойнотаежном флористическом комплексе, наряду с широким распространением *Carpinus* и *Osmunda cinnamomea*, свидетельствует о нарастающей влажности климата.

Подфазу IIIг (зона $KA_7(M_6)$) отличает максимальное распространение *Carpinus betulus* и *Osmunda cinnamomea* и сокращение роли дуба и ильмовых. В большем количестве и разнообразии теплолюбивые виды сохраняются на юго-востоке Карелии, однако преобладающим здесь был боровой флористический комплекс, в то время как березняковый — на севере (Мезень — Пеза), а темнохвойнотаежный — на юго-востоке территории (Вага).

Из анализа современных ареалов видов, установленных для подфазы IIIа, можно предположить, что она имела сходство с растительностью северного Прикамья. Кроме того, в ее состав входили элементы, характерные для степного Приуралья (Физико-геогр. атлас мира, 1964). Растительность подфазы IIIб в какой-то мере сходна с растительностью подтаежных широколиственно-хвойных лесов Средневожского района, в состав которых входят *Picea obovata*, *Pinus silvestris*, *Quercus robur*, *Tilia cordata* и др. В растительности третьей и четвертой подфаз мы находим сочетания, которые характерны ныне для зоны подтаежных лесов бассейна Зап. Двины, состоящих из *Carpinus betulus*, *Picea excelsa*, *Pinus sibirica*, *Quercus robur* и др.

IV фаза. Тенденции в перестройке соотношений флористических комплексов в растительном покрове, наметившиеся в фазу III, еще более усилились во время, соответствующее зоне $KA_8(M_7)$. Дальнейшее повсеместное сокращение неморального комплекса, с одновременным расширением темнохвойнотаежного и доминирующим его положением в растительности, является характерной особенностью фазы IV. Вытеснение елью широколиственных лесов на глинистых почвах и сосновых на опесчаненных, по В. Н. Сукачеву и А. К. Недосеевой (1954), произошло вследствие повышения влажности климата. Ель, по мнению В. Н. Сукачева, в эту и предыдущую фазы могла быть представлена видом *Picea excelsa*, а пихта — *Abies alba*, пришедших с запада вместе с грабом. Но в наших широтах, особенно в северных и восточных районах, вероятно, доминировали *Picea obovata* и *Abies sibirica*. Первая из них ныне широко распространена на всей территории. Вторая является единственным представителем рода *Abies* и широко известна на

юго-востоке (Флора Северо-Востока., 1974). Растительность фазы, если принять во внимание ареалы современного произрастания установленных видов, можно сравнить с растительностью верховьев р. Сухоны, расположенной в зоне южнотаежных лесов с единичной примесью широколиственных пород. Но растительность этой территории не отражает всего разнообразия палеокомплексов. Изменения в составе зональной растительности происходили не только путем вытеснения неморальных видов, но и расширения ареалов гипоарктических (*Selaginella selaginoides*, *Rubus chamaemorus*, *Betula nana*, *Lycodium pungeus* и др.); доминирующей была группа бореальных видов. Перестройка сопровождалась смещением растительных зон к югу. С регрессией моря сокращается роль галофитных группировок в составе растительного покрова.

V фаза соответствует зоне $KA_9(M_8)$. Для нее характерно дальнейшее увеличение роли гипоарктических видов и ерникового флористического комплекса в растительном покрове территории (рис. 5, 6, 10, 11, 19, 26—29, табл. 1). Но фон по-прежнему создавался лесной растительностью бореального типа, состоящей из березнякового и борового комплексов с преобладанием первого на севере, второго на юго-западе; на юго-востоке территории еще достаточно большой была примесь темнохвойнотаежных элементов. В зональном растительном покрове к этому времени произошли кардинальные изменения, заключающиеся в исчезновении древесных широколиственных пород и их спутников. Состав палеорастительности обнаруживает сходство с растительностью современной северной и средней тайги.

Из фитоценотического анализа становится очевидным, что в течение микулинского межледниковья и предшествующей эпохи растительность севера Русской равнины подвергалась многократным изменениям, и каждая фаза, прежде всего, является продуктом определенного климатического режима: тепло- и влагообеспеченности (Гричук, 1961, 1973). Современной зональной растительности только в какой-то мере близок тот тип, который характеризует фазы II и IV, но идентичности нет и здесь. Тем более от современной отличается растительность фаз I и III.

На протяжении всего периода наиболее стабильное ядро доминантов создавалось бореальными видами, из которых складывался, в первую очередь, березняковый ценогенетический комплекс, характерный для всех фаз без исключения. Его дополняли виды борового и темнохвойнотаежного, значение которых, особенно последнего, подвергалось большим колебаниям во времени и имело территориальные различия. В районах, тяготеющих к Уралу, темнохвойнотаежный флористический комплекс, как и примесь сибирских видов, имел существенное значение в растительном покрове в течение всего межледниковья. На территории Карелии, в субстрате которой, как и ныне, преобладали песчаная морена и флювиогляциальные отложения, темнохвойнотаежный комплекс имел значение только в фазы IIб и IV, для остальных фаз характерен боровой ценогенетический комплекс. В интервалы климатического оптимума (фаза III) растительность пополнялась древесными широколиственными породами и их спутниками из травяно-кустарничкового и кустарничкового покрова. Но неморальный флористический комплекс на большей части территории не создавал фона в составе растительности, и только на юго-западе Карелии, в Приладожье, его роль была чрезвычайно существенна (рис. 28, 29). В холодные и сухие или холодные и влажные эпохи растительность обогащалась не только гипоарктическими, но и арктическими, арктоальпийскими и степными ксерофильными видами. Они входили в состав зонального

растительного покрова московского позднеледниковья. В эпохи, не соответствующие экологии этих видов (фаза III), совпавшие с временем глубокой ингрессии моря, часть их закрепились в прибрежной флоре (*Salicornia herbacea*, прибрежно-морские формы полыней, осок, злаков, разнотравья), другая — в растительности болотных формаций (*Betula папа*, часть мхов, осок, злаков и др.), третья заполнила экологические ниши, составив интразональную флору локальных местообитаний на выходах коренных пород, пополнив группу петрофилов, петрокальцефилов, кальцефилов. Пример разнообразия в сочетании, казалось бы, экологически несовместимых видов дает современная растительность бассейна Пинеги и низовьев Сев. Двины в области развития карбонатных пород (Федоровы, 1929; Толмачев, 1938; Юдин, 1938, 1963; Васильев, 1963). Не случайно эта группа более всего представлена в разрезах бассейна Ваги, в низовьях Пезы и Мезени. Закреплению ее здесь способствовали выходы коренных пород, особенно карбонатных, либо близкое их залегание к поверхности. Совпадение контуров «бореального» моря со склонами водоразделов, сложенными коренными породами, не противоречит, а подтверждает высказанные предположения.

Большую часть группы сибирских видов, которые установлены для всех фаз межледниковья, составляют формы, приспособленные к существованию и на карбонатных породах — мелах, известняках, доломитах, широко представленных на территории Архангельской обл. К ним относятся *Abies sibirica*, *Alnaster fruticosus*, *Pinus sibirica*. Переотложенная пыльца *Abies* может быть в осадках, соответствующих фазам I, II, III а. При смене физико-географических условий скальные виды, кальцефилы и психрофиты входили в состав новых ценозов.

Среди экологических факторов, определивших последовательные изменения в составе растительности, главную роль играл климат, а на формирование биоценозов накладывались такие факторы, как подстилающие породы, экспозиция склонов, приуроченность к речным долинам, водоемам. Большое значение в образовании своеобразной растительности имела глубокая ингрессия межледникового моря в пределы севера Русской равнины.

П а л е о п о ч в ы

Третьим существенным компонентом природной среды являются почвы. Сведения о палеопочвах микулинского межледниковья для территории Карелии и Архангельской обл. отсутствуют. Ни в одном из рассматриваемых разрезов явных следов их сохранности не установлено. Поэтому наши реконструкции не выходят за рамки предположений.

Почвы и растительность взаимно обуславливают друг друга (Сукачев, 1964), в таком случае многофазность в развитии растительного покрова микулинского межледниковья предполагает многофазность в эволюции почв. Так как палеорастительность отдельных фаз имела черты сходства с соответствующей растительностью современных природных зон, то какой-то минимум аналогии с современными зональными типами можно допустить в составе почв и их изменений во времени (Физико-геогр. атлас мира, 1964). По-видимому, почвы эволюционировали от тундрово-глеевых, глеево-мерзлотно-таежных и болотных первых фаз межледниковья до дерново-подзолистых, дерновых и болотных в фазы климатического оптимума. В заключительные фазы межледниковья начался процесс смещения природных зон к югу. Несомненно, он сопровождался изменениями в зональном типе почв;

состав их приближался к типам почв современной лесотундровой зоны*.

Палеофауна

Для территории Архангельской обл. существует единственная сводка по находкам палеонтологических остатков крупных млекопитающих (Смирнов, 1937; в Карелии находки единичны и данные по ним не систематизированы). Сводка составлена по материалам краеведческих музеев и частично по опросным данным. Ныне перечень находок пополнился новыми сведениями, но ценность их, как и старых, относительна, так как находки носят случайный характер, сделаны неспециалистами — строителями, сплавщиками, рыбаками и т. д. Не ясно, с какими отложениями они связаны, каковы условия залегания и возраст. Основная масса находок была обнаружена на бечевнике, при рытье колодцев и котлованов, при разработке карьеров. Места наибольшей концентрации местонахождений расположены на р. Сев. Двине выше устья р. Ваги, на рр. Ваге, Сухоне, Вычегде и на их притоках, т. е. за границей последнего оледенения.

В 1977 г. автором был предпринят контрольный маршрут по некоторым местонахождениям фрагментов мамонтового фаунистического комплекса, известным из сводки В. И. Смирнова и сведений, любезно предоставленных сотрудниками краеведческих музеев гг. Архангельска, Шенкурска, Вельска А. А. Гасконским, В. В. Шишкиным и Л. А. Малаховой**. При этом преследовалось решение двух взаимосвязанных задач: во-первых, изучение геолого-геоморфологической обстановки с целью выяснения, с какими отложениями по генезису и возрасту могут быть связаны находки; во-вторых, нас интересовали геологические и палеогеографические предпосылки на поиски палеолита в местах находок. Обследованию подверглись немногие из известных местонахождений фаунистических остатков, но расположенные в различных зонах по отношению к последнему оледенению.

В перигляциальной зоне валдайского оледенения было обследовано несколько участков. Три из них находятся в долине р. Вель. Первый участок расположен в районе пос. Солгинского (Челпанова Гора—Солгинское), по прямой в 80 км к западу от г. Вельска. На всем отрезке между Вельском и Солгинским поселком развит ледниковый рельеф, древность которого подчеркивается сглаженностью форм в результате длительной переработки эрозией, изрезанностью логами, оврагами и балками, глубиной 10—50 м, шириной 25—500 м, склоны которых выположены, днища большей частью сухие. Материал, слагающий ледниковую равнину, представлен коричневатобурым валунным суглинком, в составе которого доминируют породы палеозоя. Крупные валуны в ней встречаются реже. Визуально морена сходна с пасьвинской. Местами на выположенных или западных участках поверхность морены прикрыта алевритовым желтым или бежевым песком.

Ширина долины р. Вель на данном участке нередко превышает 1,5 км. В поперечном профиле ее прослеживаются две террасы: высокопойменная — аккумулятивная, реже абразионно-аккумулятивная, высотой до 4 м, шириной от нескольких метров до 1 км, и надпойменная — абразионная и абразионно-аккумулятивная, с относительной высотой

* При работе над данным текстом мы пользовались консультациями Р. М. Морозовой — зав. лабораторией лесного почвоведения Института леса Карельского филиала АН СССР.

** Пользуюсь случаем высказать им признательность и благодарность.

8—16 м, шириной до 0,5 км. Поверхность надпойменной террасы, как и коренной берег, переход к которому имеет вид пологого склона, сложена буровато-коричневой мореной до 4—5 м мощностью. Под базальным горизонтом из грубозернистого галечникового песка мощностью 0,2—1,7 м, прослеживаемом в подошве морены, залегает алевритовый или мелкозернистый желто-бежевый хорошо отмытый, уплотненный древнеаллювиальный (?) песок. Высокопойменная терраса также нередко сложена мореной. Но поверхностный слой той и другой террасы состоит из желтых и бежевых средне- и разнозернистых песков. Поселок Солгинский известен находками голени, а район д. Челпаповой Горы, в 10 км выше пос. Солгинского на левом берегу р. Вель,— находками бивня, бедренной и плечевой костей мамонта. На том и другом участке р. Вель интенсивно размывает береговой склон высокопойменной и надпойменной террас. Бечевник широкий, до 10—15 м в межень, валунно-галечниковый. Валуны, вымытые из морены, нсредки на абрадированной поверхности и задернованных склонах террас и коренного берега.

Находки могут быть связаны с подморенными песками, мореной либо с аллювиальными песками, слагающими поверхность террас. Хронологический интервал для датировки находок широкий: от эпохи, предшествующей московскому оледенению, до поздневалдайского времени.

Следующий участок, известный находкой черепа овцебыка, находится в низовьях р. Вель, в районе Рокульского погоста в 15 км к северо-западу от г. Вельска, также в перигляциальной зоне последнего оледенения. Долина р. Вель на этом участке широкая (до 3 км), с хорошо развитой пойменной террасой (до 1,5 км шириной и до 5 м высотой), сложенной аллювиальными бежевыми алевритовыми песками с прослойками растительного детрита. Столь же четко представлены две надпойменные террасы высотой 7—12 и 16—20 м; первая сложена серыми мелкозернистыми песками с гравийно-галечными прослойками. Поверхность второй нередко сложена ленточными шоколадно-коричневыми глинами, которые перекрыты алевритовыми коричневато-бежевыми песками перигляциального генезиса. Датировка находок затруднительна. Возможно, они синхронны поздневалдайской эпохе.

Третий участок, зарекомендовавший себя несколькими местонахождениями бивней и зубов мамонта, находится в районе г. Вельска. Все находки были обнаружены при разработке карьеров, но к сожалению, не имеют точных привязок. В одном из карьеров, обследованных нами в окрестностях д. Заручевье, разрез состоит из флювиогляциальных горизонтальнослоистых мелко- и разнозернистых серых песков ($IqIIIvd_3$), переслаиваемых с косослоистыми галечниками, на которых с четким контактом залегают озерные горизонтальнослоистые хорошо отмытые бежевые мелкозернистые пески мощностью 2,5—3,5 м с тонкими линзами среднезернистого и гравийного песка. Осадки с вмещающими их находками могут быть синхронны валдайской ледниковой эпохе: полоса развития флювиогляциальных отложений простирается в 50—60 км к юго-востоку от границы последнего оледенения.

Четвертый из обследованных нами участков с находками лопатки и зуба мамонта расположен на правом берегу р. Кокшеньги — правом притоке р. Ваги, в 3 км ниже д. Березницкая Ракула. Долина р. Кокшеньги на этом участке хорошо разработана. В ней прослеживается широкая, до 1,5 км, пойменная терраса высотой 4—4,5 м, сложенная бежевыми мелкозернистыми песками с линзовидными прослойками растительного детрита, местами с линзами старичного аллювия до 2 м мощностью. Столь же хорошо представлена первая надпойменная тер-

раса высотой 8—12 м, общей шириной до 3 км. В основном она сложена хорошо отмытыми желтыми мелкозернистыми песками. Но местами, например, в 1,5 км выше д. Березницкой, эти пески залегают под галечниками с заполнителем из разнозернистого песка (3,5 м), которые перекрыты ленточнослоистыми шоколадно-коричневыми глинами (1—1,3 м). Более вероятно, что находки могут быть датированы поздневалдайской эпохой.

Пятый из наших участков с зарегистрированными находками бивней мамонта относится к району д. Власовской, в 20 км южнее границы валдайского оледенения. Он расположен на правом берегу р. Ваги, в устье притока р. Устья, известной, в свою очередь, несколькими находками бивня и фрагментов костяка мамонта. Долина р. Ваги широкая, до 6—7 км, с хорошо разработанным профилем пойменной (4—5 м высотой) и двух надпойменных террас (8—12 и 16—20 м высотой). В месте впадения р. Устья правобережный обрыв первой надпойменной террасы р. Ваги сложен красно-бурой плотной мореной (до 7 м мощностью), идентичной пасьвинской, под которой залегают желто-бежевый алевритовый песок с инволюциями в кровле. Разрез второй надпойменной террасы вскрыт береговым обрывом в 1 км ниже д. Власовской. Основу разреза составляют пески мелкозернистые и алевритовые, желтые и светло-бежевые, хорошо отмытые, по составу сходные с песками верхней части пасьвинского разреза. Аналогичный разрез имеет береговой обрыв второй террасы в д. Мухинской (Булавинской), напротив пос. Ровдино, где, по данным В. И. Смирнова (1937), был обнаружен позвонок мамонта и расколота вдоль кость голени. Алевритовыми песками, вскрытыми в береговых обрывах р. Ваги, сложена поверхность второй надпойменной террасы на всем протяжении ее между д. Власовской и пос. Левково (в 2 км к югу от пос. Пасьва). В Пасьве пески перекрыты ленточнослоистыми шоколадно-коричневыми глинами. Наши материалы позволяют датировать пески средним валдаем (см. выше). Возможный возраст находок — средневалдайский.

Из всех известных и обследованных наиболее интересен участок, расположенный на р. Ваге в зоне последнего оледенения. Он начинается от устья р. Почы (разрез Райбола) и продолжается до Смотряково — Химанево по прямой в 10—20 км ниже г. Шенкурска. На р. Ваге между Усть-Почей и Химанево правобережный обрыв третьей надпойменной террасы сложен древнеозерными, древнеаллювиальными песками, перекрытыми мореной (см. выше). Перерывы в накоплении осадков или смена фациальной обстановки наилучшим образом выражены на высоте 3—5 м, на контакте озерных и озерно-аллювиальных осадков, и на высоте 10—12 м над уровнем реки, на контакте двух пачек аллювиальных осадков. Вторая субэральная поверхность хорошо восстанавливается по разрезу Райбола. На поверхности прослеживается серия старичных линз, позволяющих расценивать ее как реликтовую высокопойменную террасу. Между Смотряковкой и Химанево на уровне второй субэральной поверхности наблюдаются лишь небольшие фрагменты размытых старичных отложений.

Бечевник в Химанево известен неоднократными находками бивней, зубов, фрагмента бедренной кости мамонта и голени овцебыка, а близ устья р. Почы (участок с разрезом Райбола) — бивней, двух зубов мамонта с челюстью и крупным фрагментом черепа овцебыка, хранящимся в Шенкурском музее. Здесь же, на бечевнике р. Ваги, вплотную с оборвавшейся сверху глыбой старичного аллювия, в 1977 г. автором было обнаружено скребло из кремня великолепной сохранности, с трех сторон обработанное ретушью. Кроме него, на бечевнике были найдены орудия неопределенного назначения со следами обработки, но сглажен-

ными в результате длительного окатывания. На всем протяжении р. Ваги между устьем р. Почы (Райбола) и Химанево наиболее вероятный возраст находок — средневалдайский, согласно возрасту вмещающих их отложений.

Находками бивня и четырех коренных зубов мамонта известен участок пос. Двинская Кокса, на правом берегу р. Сев. Двины, в 4 км ниже В. Тоймы. Поселок В. Тойма расположен в прикраевой зоне валдайского оледенения, на платообразной третьей 30—35-метровой надпойменной цокольной террасе Сев. Двины. Терраса сложена верхнепермскими красноцветами, поверхность ее полого снижается вниз по течению и в районе Двинской Коксы достигает 7—8 м — самого низкого уровня первой надпойменной террасы. Абрадированная поверхность коренных пород прикрыта 2,5—3,5-метровым слоем коричневатого суглинка с обильной примесью валунов, гальки и гравия, главным образом, местных пород. В небольших понижениях, кроме морены, местами наблюдаются маломощные (0,7—0,8 м) линзы сильно выветрелой ленточной глины. Останки фауны были обнаружены на бечевнике. Состав разреза дает основание предполагать, что палеонтологические остатки вымыты из морены. В таком случае наиболее вероятный возраст их — эпоха, предшествующая последнему оледенению.

Не ясно залегание тазобедренных костей мамонта на бечевнике Сев. Двины в районе Н. Тоймы и на одноименной реке близ д. Керга. Оба участка находятся на территории последнего оледенения. Цоколь первой (12—15 м) и второй (20—25 м отн. выс.) надпойменных террас здесь также сложен верхнепермскими красноцветами, перекрытыми коричневатой серой мореной. Но на размытой кровле морены залегают желто-серые мелкозернистые хорошо отмытые пески с редкими валунами. Вывороченность поверхности второй террасы нарушается беспорядочно ориентированными невысокими (0,7—1 м) дюнами. Береговые обрывы террас несут следы интенсивного размыва. Вмещающими породами для фаунистических остатков могут быть как морена последнего оледенения, так и пески поверхностного слоя. Возраст последних — позднеледниковый. В том и другом случае находки, вероятнее всего, могут быть отнесены к эпохе последнего оледенения.

Из участков, не охваченных нашим обследованием, наиболее интересны долины рек Яреньги — правого притока р. Вычегды, и Устья — правого притока р. Ваги. Оба участка находятся в перигляциальной зоне последнего оледенения на расстоянии 50—150 км к юго-востоку от границы ледника и известны многочисленными находками бивней, фрагментов костяка, зубов и челюстей мамонта, а р. Яреньга, кроме того, — находкой плечевой кости шерстистого носорога.

Неоднократные находки в разные годы делались в низовьях рек Вычегды, Сухоны и Сев. Двины между устьями Сухоны—Вычегды и Вагой. Подавляющее их число приурочено к перигляциальной зоне или участкам распространения морены последнего оледенения вблизи краевой зоны ледника, с дистальной стороны. Такая закономерность в размещении местонахождений палеофаунистических остатков (на что в свое время обратил внимание В. И. Смирнов, 1937), бедность находок к западу от этой зоны и принадлежность их к «мамонтовому» фаунистическому комплексу позволяют прийти к выводу о синхронности основной массы находок валдайской ледниковой эпохе.

Предварительное ознакомление с местонахождениями фауны, несмотря на фрагментарность находок, свидетельствует о широком временном диапазоне в обитании мамонтового фаунистического комплекса на севере России: от домосковского до позднего валдая и, быть может, даже до валдайского позднеледниковья.

По представлениям В. И. Громова (1948), построенным на материале средней полосы и юга России, наиболее характерными формами рисс-вюрмского (микулинского) межледниковья были ранний тип мамонта, олень из группы благородных, лось, северный олень, носорог шерстистый, бизон длиннорогий, сайга, лошадь, пещерный лев, лисица и т. д. По В. И. Громову, в рисс-вюрмский комплекс входят лесные, степные, частично тундровые виды. Допустимо предположение о проникновении форм, названных В. И. Громовым, вплоть до Сев. Двины и Мезени. Но из-за отсутствия находок достоверно микулинской эпохи можно лишь предположить, что фаунистический комплекс был богатым и разнообразным. Возможно, состав зональных биоценозов претерпевал изменения во времени, в связи с изменениями климата и растительности в течение микулинского межледниковья.

О палеоклимате

В настоящее время большая часть территории находится в зоне хвойных лесов с умеренно прохладным влажным климатом. Если исходить из сходства растительного покрова отдельных фаз микулинского межледниковья с растительностью современных растительных зон, расположенных в соответствующих поясах и областях, то можно предположить, что в течение межледниковья климат менялся многократно.

Первой фазе в развитии растительности более всего соответствует суровый континентальный климат с маломощным снежным покровом и коротким безморозным периодом. Во второй фазе могли быть сочетания, близкие к современному на данной территории: умеренно теплое лето и умеренно прохладная зима, более длительным, чем в предыдущую эпоху был безморозный период. В течение третьей, наиболее длительной и теплой, фазы в развитии растительности климат последовательно менялся от сухого и теплого к теплому влажному: от климата, аналогичного Волго-Камскому и Волго-Вятскому районам, к климату, близкому к существующему ныне в верховьях Немана и Зап. Двины. В четвертой фазе климат был близок к такому в Волго-Сухонском междуречье: умеренно теплое лето сочеталось с умеренно прохладной снежной зимой и довольно длительным безморозным периодом. Климат был близок к современному — прохладный и влажный с умеренно суровой снежной зимой.

Палеогеографические предпосылки к продвижению палеолитического населения на север России

В микулинском межледниковье сложился комплекс природных факторов, чрезвычайно благоприятный для освоения территории палеолитическим населением: теплый климат, богатая и разнообразная растительность, создающая отличную базу и для населения, и для животного мира, который был, по-видимому, не менее разнообразным и богатым, чем растительность, и, наконец, теплое море, глубоко проникшее в пределы территории. Ингрессия морских вод неизбежно должна была вызвать подпор стока и образование системы полноводных рек на продолжении заливов в глубь территории. В это время могли образоваться

магистрала, связывающие Волго-Камский бассейн с Онежским и Северодвинским. По ним мигрировали на север России не только виды растений и животных, но и могли продвигаться первые группы палеолитического человека. Однако явных доказательств их пребывания в Северодвинском, Онежском, а тем более в Мезенском, бассейнах в эту эпоху мы не имеем.

Анализ палеогеографического материала на данном этапе позволяет говорить о том, что на большей части территории севера России в микулинском межледниковье лишь определились предпосылки в природных факторах, последующее закрепление которых в природных комплексах привело к появлению человека на севере. Но полностью исключать возможность проникновения единичных групп в северные пределы территории в микулинскую эпоху нельзя. Поиски следов пребывания раннего населения сложны, в особенности на территориях, подвергнутых последнему оледенению. Они могут быть результативными только в том случае, если будут вестись с учетом геологического строения территорий и всех особенностей палеогеографической обстановки и ее изменений во времени. Основным ориентиром при этом должны быть береговые уровни максимума бореальной трансгрессии и отдельных стадий ее отступления (см. раздел «Палеоводоемы»), а вне зоны трансгрессии — речные террасы, коррелятные морским террасам.

Вряд ли возможно допущение о микулинском возрасте стоянки Крутая Гора (нижний слой) на р. Печоре (Бадер, 1974; Каневец, 1976). Не отрицая мустьерского возраста поселения Крутая Гора I, трудно согласиться с предположением о его рисс-вюрмском (микулинском) возрасте. Во-первых, не доказан микулинский возраст вмещающих отложений и берегового уровня, на котором размещена стоянка. Во-вторых, из анализа истории растительности мы убедились в том, что в микулинском межледниковье зона смешанных хвойно-широколиственных лесов простиралась не только вплоть до Полярного круга, но, быть может, даже до берегов Баренцева моря. Следовательно, в остеологическом материале стоянки, в случае ее микулинского возраста, должны преобладать лесные виды. На самом же деле в составе териокомплекса доминируют виды, чье существование приспособлено к открытым или слабо-залесенным ландшафтам с незначительной величиной снежного покрова: овцебык, мамонт, первобытный зубр, песец, лемминг копытный, гишуха степная, сайга и т. д. (Кузьмина, 1966, 1971).

ВАЛДАЙСКАЯ ЭПОХА

Изменения природных комплексов в валдае сыграли решающую роль в определении времени и путей проникновения человека на север России. Нами предприняты лишь первые шаги в установлении корреляционных связей в изменении природных комплексов и их влиянии на расселение человека. Выводы следует рассматривать как первые заметки в решении этой проблемы для территории к западу от р. Печоры, где некоторые результаты уже получены (Каневец, 1969, 1976).

Ранний валдай

Палеоводоемы

Стратиграфический материал дает немало свидетельств о существовании крупных водоемов, унаследовавших понижения рельефа, в которых ранее размещались заливы микулинского моря. Достаточно сказать, что осадки раннего валдая залегают на отметках от -15 до $+40$ м и нередко имеют выходы в основании террас (Сия—Челмохта, Усть-Паденьга—Осиновское) либо слагают верхнюю часть разреза первой надпойменной террасы (низовья Мезени—Пезы), где отметки в их залегании не превышают $+25$ м абс. выс.; в глубоких депрессиях и котловинах они залегают ниже современного уровня воды (Ладожское и Онежское озера, Беломорская котловина, Вагская депрессия).

В истории палеоводоемов можно выделить три наиболее значительные стадии. Первая приходится на первое похолодание в раннем валдае, названное нами карельским. Следы существования такого водоема установлены серией разрезов в низовьях Ваги (скважины Шенкурск, рис. 11; Шеговары, Смотряковка), разрезами Сев. Двины и Емцы на участке Емецк—Сия—Челмохта (Легкова, 1961, 1967; Девятова, Лосева, 1964).

Пресноводные палеоводоемы, соответствующие началу ранневалдайского седиментогенеза, с накоплением озерных и озерно-ледниковых отложений образовались в фазу березового редколесья и широкого распространения элементов стеногляциальной флоры (зона KA_{10}). Это время сопряжено с суровыми физико-географическими условиями. Данные для суждения об уровне водоемов недостаточно. Но из-за отсутствия осадков бассейнового типа на отметках $40-45$ м и замещения их покровными суглинками (Осиновское — Усть-Паденьга, Пасьва) можно считать, что в бассейн Сев. Двины следы его не превышают 40 м абс. выс. Не выше современной 40 -метровой горизонтали они распространены в районе Онежской котловины. Возможно, даже в Северодвинском бассейне было несколько изолированных водоемов, не связанных или слабо связанных между собой. Ко времени их образования регрессия бореального моря завершилась. Не исключено, что переход палеоводоемов микулинской эпохи в озерную стадию развития произошел не только в результате общего подъема суши, но и вследствие усиления ледовитости в Баренцевом море, начала материкового оледенения в Скандинавии (?) и изоляции в связи с этим Белого моря от океана.

В эпоху существования водоемов озерно-ледникового типа (в низовьях Сев. Двины, возможно, мариногляциального) на водоразделах шло формирование покровных суглинков. К сожалению, такими сведениями мы располагаем только по одной группе разрезов — Осиновское — Усть-Паденьга (рис. 8, 9). За пределами глубоких котловин в это время получили развитие процессы криогенеза (разрез Бычье). Следы этого явления видны также в системе трещин в микулинских осадках пасьвинского разреза (рис. 6). Первая и последующая стадии в истории палеоводоемов разделены эпохой субаэральными условий, о чем свидетельствует трансгрессивный контакт в осадках (Сия — Челмохта, Бычье — Затон, Осиновское — Усть-Паденьга, Пасьва, разрезы Петрозаводска и т. д.).

Вторая стадия в истории ранневалдайских палеоводоемов синхронна сийскому потеплению и новой ингрессии морских вод по пониже-

ниям, абрадированным в стадию бореальной трансгрессии. Реальность морской трансгрессии в это время очевидна из группы разрезов Сня-Челмохта, Усть-Паденьга (см. выше). По-видимому, 50—55-метровую горизонталь следует принимать за береговой уровень морского водоема в долине р. Ваги. В районе Шенкурска — Шеговар осадки этой стадии залегают ниже уровня р. Ваги, на отметках от —15 до +10 м абс. выс. Наиболее глубоководная часть палеоморя размещалась в низовьях Сев. Двины. Северодвинский палеозалив имел ответвление в бассейн р. Пинеги. Прибрежно-морские отложения района ст. Шилега с «холодными» спектрами пыльцы и находкой скелета особи из сем. китообразных, по-видимому, также были накоплены в эту стадию. Ныне они находятся на отметках +55+60 м. Широкое площадное распространение отложений, отличная сохранность представителя китообразных, несмотря на неглубокое залегание от дневной поверхности (1,8—2,5), аналогия в данных пыльцевого анализа с сийскими слоями, отсутствие следов более поздней абразии и эрозии свидетельствуют о корреляции морских отложений с событиями послемиккулинского времени. Осадки и уникальная находка фауны могли хорошо сохраниться только в том случае, если район Шилеги не перекрывался последним оледенением. Отсутствие морены подтверждает это. Границу морского водоема сийского времени в долине р. Пинеги можно проводить по горизонтали +55+60 м.

В бассейне р. Мезени сийскому потеплению синхронна верхняя пачка морских отложений в разрезах Бычьё — Затон и Вирюга на р. Пезе близ одноименной деревни с комплексом фауны холодноводного типа. Осадки мелководные, прибрежно-морские. По-видимому, в определенной границе трансгрессии на р. Пезе можно исходить из залегания осадков в разрезе Вирюга на отметках +60+65 м абс. выс.

В разрезах В. Телза на одноименной реке, притоке р. Онеги, данной стадии, очевидно, соответствуют морские отложения с холодноводным комплексом фауны, ранее отнесенные автором к заключительной стадии бореальной трансгрессии (Девятова, 1961; обнажение 23). Взаимосвязь этих осадков с морскими отложениями трансгрессии более молодой, чем микулинская, в наилучшем виде была вскрыта рекой в 1975 г. Так как разрезами обнажены отложения волноприбойной зоны, а это видно по грубопесчаному составу осадков и переполненности их ракушечником, гипсометрические отметки в 75—70 м можно принять за береговую линию морского водоема в стадию сийского потепления в бассейне р. Онеги. В пределы центральной Карелии, о чем говорилось выше, морские воды не проникали. Котловина Онежского озера была вместительным пресноводным водоемом (Девятова, Старова, 1970), уровень которого не менее чем на 10—15 м превышал современный уровень озера. Не ясна картина с Ладужской котловиной. Время, синхронное морской трансгрессии, выделяется в разрезе Вас. Бор палинокомплексом зоны КА₁₁, характеризующимся большим переотложением. Диатомовые анализы этой части разреза не выполнялись. Но в отложениях, вскрытых на тех же уровнях разрезами Ууксу, Новзема, Г. Ц. Лаком (1976) установлен богатый и разнообразный комплекс морских диатомей. Фауна отсутствует, осадки по текстурным особенностям более сходны с озерно-ледниковыми, чем с морскими (Евзеров, Экман, 1978). Вопрос о генезисе отложений Ладужской котловины остается открытым.

Сийские слои и их стратиграфические аналоги, а не пески, лежащие выше, являются продуктом беломорской трансгрессии в низовьях Сев. Двины. Соответственно меняются представления о масштабах и границах беломорской трансгрессии. Контуры этого моря в значи-

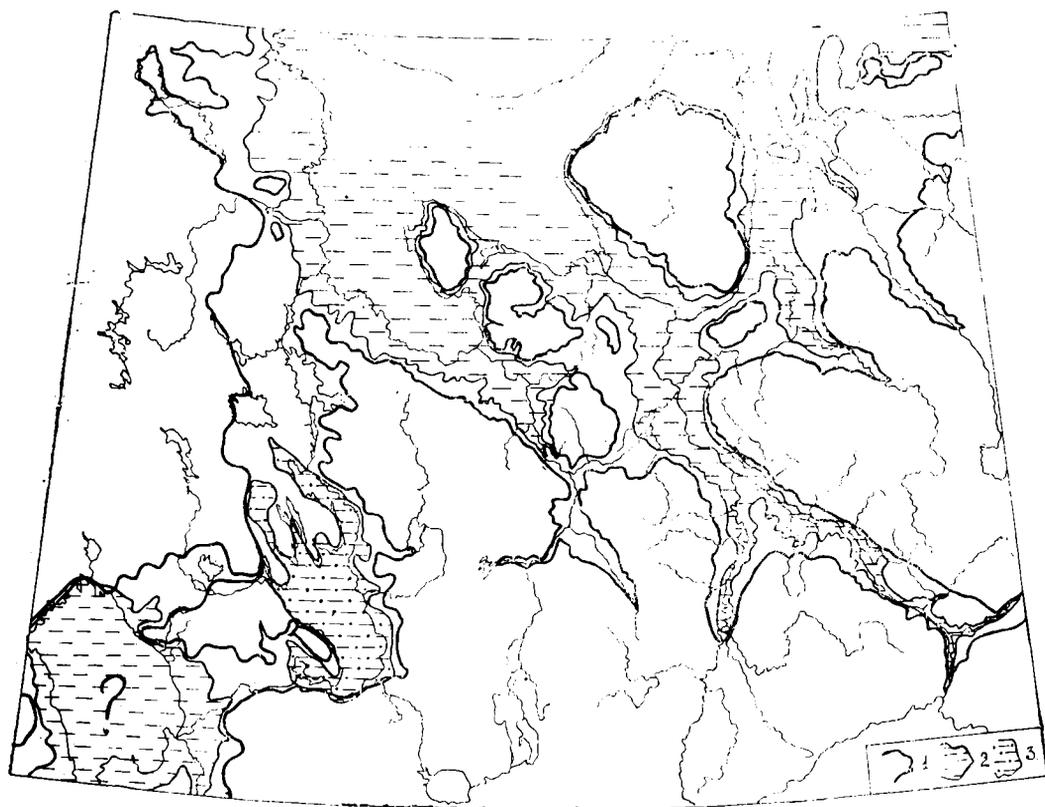


Рис. 31. Картограмма контуров «бореального» моря микулинского межледникового (1), морского (2) и озерных (3) водоемов в раннем валдае

тельной мере повторяют контуры предшествующего бореального, микулинского палеоводоема (рис. 31). Следы трансгрессии в бассейне Сев. Двины простираются далеко за пределы устья р. Пинеги, достигая Усть-Паденьги на р. Ваге, но не совпадают с границами микулинского моря. Во время беломорской трансгрессии повторной интенсивной абразии подверглось Беломорско-Кулойское плато, водораздельная платообразная возвышенность в междуречье Сев. Двины и Пинеги, на Онежском п-ове и карбовый уступ на правом берегу р. Онеги. Границы микулинского и беломорского палеоводоемов здесь сближены. На побережье Карелии беломорской стадии, по-видимому, соответствует поверхность Прибеломорской равнины до 70—80 м абс. выс., по краю которой прослеживается то менее, то более снисверженный уступ, ограничивающий равнину с запада.

Сийские слои, несомненно, сопоставляются со стрельнинскими слоями Кольского п-ова (Гудина, Евзеров, 1973), которым идентичны по текстурным особенностям и составу малакофауны. Таким образом, мы подтверждаем выводы о двух трансгрессиях, сделанные на материале Кольского региона. Но в представлениях о развитии морской трансгрессии сближаемся с наиболее поздними выводами Е. Н. Былинского (1980) о двух трансгрессиях, соответствующих двум климатическим оптимумам и разделяющей их фазе похолодания и регрессии. Однако полагаем, что потепление, синхронное второй (беломорской) транс-

грессии, вряд ли можно рассматривать в качестве второго климатического оптимума микулинского межледниковья. Это потепление следует после резкого похолодания, свидетельствующего о начале валдайской ледниковой эпохи. Из совокупности данных напрашивается вывод: 1) об очень крупном этапе седиментогенеза в постмикулинское время (в раннем валдае) с трехкратной кардинальной сменой фациальной обстановки и природной среды; 2) о самостоятельности второй трансгрессии; 3) о синхронности пресноводной подморенной толщи Карелии осадкам второй трансгрессии; 4) о подтверждении представлений К. А. Воллосовича (1900) и М. А. Лавровой (1937) относительно двухфазности трансгрессии. Первая, океаническая, фаза полностью вписывается в микулинское межледниковье. Вторая, беломорская, как это следует из вышеизложенных данных наших исследований, соответствует эпохе потепления климата в раннем, а не в среднем (Гудина, Евзеров, 1973) валдае.* Наличие крупного цикла седиментогенеза, соответствующего времени сийского потепления (зона КА₁₁), совершенно очевидно. Можно сомневаться в степени потепления, т. е. был ли климат этого времени теплее современного в тех же широтах или нет, проникали ли широколиственные породы в пределы Карелии и Сев. Двины или пыльца этих растений является результатом дальнего заноса. Достоверная морена, соответствующая карельскому похолоданию, предшествующему сийскому потеплению, не установлена, точно так же, как морена северодвинского похолодания, последовавшего после сийского потепления.

Третья стадия в развитии палеоводоемов в раннем валдае синхронна второму, северодвинскому, похолоданию (зона КА₁₂). Частично с ней совпало завершение беломорской трансгрессии (см. сийский разрез; рис. 20, 22). Но в основном это была озерно-ледниковая стадия. Она фиксирована разрезами в долине р. Ваги (Шенкурск, рис. 11; Шеговары, Смотряковка), Онежской котловины (Девятова, 1973), В. Видлицы (рис. 28). В низовьях Сев. Двины ей соответствует стадия накопления мариногляциальных отложений.

Возможно, первой — третьей стадиям ранневалдайского этапа седиментогенеза синхронны осадки тех палеоводоемов в бассейне Вычегды и средней Мезени (Лавров, 1968; Потапенко, Лавров, 1971; Потапенко, 1975), которые сформировали озьягскую террасу.

Отсутствие достоверных данных о распространении прибрежно-морских фаций третьей стадии ранневалдайских палеоводоемов исключает возможность суждений о современном гипсометрическом положении береговых уровней в эту стадию.

Палеорастительность

На основании данных спорово-пыльцевого анализа (рис. 6, 10, 11, 22, 26—28, табл. 1) процесс изменения растительности в раннем валдае представляется в следующем виде: I фаза (карельское время) — березовых лесов, кустарниковых и травянисто-кустарничковых биоценозов (зона КА₁₀), подразделяется на две подфазы. Первая, Iа, характеризуется монодоминантными березовыми лесами. В Карелии зональная растительность состояла из гипоарктических мезофитов (*Betula pana*, *Selaginella selaginoides*, *Rubus chamaemorus*, *Lycopodium pungens*),

* По мнению В. П. Вакорина и др. (1977), между морскими понойскими и стрельнинскими слоями на Кольском п-ове залегает морена — продукт оледенения. В. Я. Евзеров (Гудина, Евзеров, 1973) не совсем уверен в ледниковом генезисе отложений на контакте двух пачек морских отложений.

среди которых немаловажную роль (и даже ведущую) играли элементы ерникового комплекса, и из бореальных мезофитов березнякового и ольшанникового флористических комплексов. К востоку и юго-востоку заметную примесь создавал боровой флористический комплекс (*Pinus silvestris*, *Lycopodium complanatum*, *Pteridium aquilinum* и др.) и темнохвойнотаежный (*Picea*, *Lycopodium annotinum*, мхи, соответствующие виды папоротников). Промежуточное положение между растительностью Карелии и Ваги занимала растительность среднего течения р. Сев. Двины (табл. 1). Фон здесь создавал и березняковый, и ерниковый флористические комплексы, но примесь борового и темнохвойнотаежного была большей, чем в Карелии, и меньшей, чем на р. Ваге. Ксерофиты в растительном покрове подфазы Iа занимали подчиненное положение. В их группу входили, главным образом, виды, встречающиеся в современной тундре, из числа полынных, злаковых, разнотравья. Виды, имеющие связи со степями (*Ephedra*, *Eurotia ceratoides*), если и были представлены, то только единичными экземплярами.

В зональном растительном покрове подфазы Iб соотношения в составе флористических комплексов изменились в пользу борового, который повсеместно занял доминирующее положение. Одновременно возросла роль темнохвойнотаежного комплекса, а березнякового и ерникового, напротив, уменьшилась. Однако эти изменения, по-видимому, не коснулись территории Карелии. Растительность подфазы Iб составляли виды, обладающие широкой амплитудой приспособляемости к низкотемпературным условиям, к бедности почв и условиям увлажнения (*Betula pubescens*, *Alnus incana*, *Salix*, *Pinus silvestris*, *Selaginella selaginoides*, часть злаков, осок, разнотравья) и способные произрастать в условиях мерзлых грунтов (*Picea*, *Salix* и др.).

Растительность первой подфазы более всего была сходна с растительностью лесотундры, а второй — с растительностью севера северной тайги. В ее облике есть некоторое сходство с первой фазой микулина, но нет аналогии. Наиболее близкий современный аналог растительности фазы I находится к северу и северо-востоку от Беломорско-Кулойского плато и к северу от широтного отрезка р. Печоры — предтундровые еловые редколесья со сфагновыми, местами облесенными (*Pinus silvestris*), и дикраново-лишайниково-сфагновыми болотами. Близкой к такому типу, по-видимому, была палеорастительность в Северодвинском бассейне. В Карелии, а особенно в низовьях р. Мезени, лесная флора большую часть фазы была представлена, главным образом, березовыми редколесьями. На отдельных местообитаниях в растительности встречались ксерофильные сообщества.

II фаза (зона KA_{11} , сийское время)*. Зональную растительность создавали в основном лесные бореальные мезофиты, свойственные современной флоре Карелии и Архангельской обл. (табл. 1). По преобладанию отдельных флористических комплексов на разных этапах в фазе II могут быть выделены две подфазы, которые, однако, трудно выявить в диаграммах Карелии. В подфазу IIа (подзона KA_{11a}) повсеместно доминирующим ценогенетическим комплексом был боровой: *Pinus silvestris*, *Lycopodium complanatum*, часть злаков, разнотравья, кустарнички из порядка *Ericales*, мхи, лишайники. В низовьях р. Мезени и на юге Карелии, вероятно, равное ему положение занимал березняковый комплекс (*Betula pubescens*, *B. verrucosa*, папоротники, разнотравье, злаки и т. д.). Темнохвойнотаежный комплекс (*Picea*, по-видимому, главным образом *P. obovata*, *L. annotinum*, мхи, папоротники,

* При отборе проб с большими интервалами она не всегда улавливается при пыльцевом анализе.

кустарнички из порядка Ericales и др.) разделял ведущее положение с боровым на Ваге и Мезени, но занимал весьма подчиненное положение на остальной территории. Существенную примесь в лесных сообществах составлял ольшанниковый флористический комплекс (*Alnus glutinosa*, *A. incana*). Почти повсеместно в спектрах подфазы IIa встречается пыльца термофильных видов (*Quercus robur*, *Corylus avellana*, *Ulmus laevis*, *Tilia cordata*, *Osmunda cinnamomea*). Но сколько-нибудь значительную примесь они дают только в сийском и петрозаводских разрезах. Именно эта примесь послужила основанием для выводов автора о втором позднеплейстоценовом межледниковье (Девятова, 1972, 1973, 1976). Термофильные виды дополняют доминирующий боровой и ольшанниковый флористические комплексы. Но вопрос о их произрастании в Карелии и Архангельской обл. в сийское время требует дальнейшего изучения.

Современный аналог растительности подфазы IIa расположен в среднем и нижнем течении р. Сухоны — леса среднетаежной зоны. Но в палеорастительности доминировали не темнохвойные, а светлохвойные леса. Возможно, на юге территории в них была примесь небольшого числа экземпляров термофильных пород. В Мезенском районе эта примесь исключена.

Определенными закономерностями в соотношении флористических комплексов характеризуется подфаза IIб (подзона КА₁₁₆). Доминирующими в ней были темнохвойнотаежный, боровой и березняковый комплексы, но первый преобладал в бассейне р. Сев. Двины, а последний — на юге Карелии и в низовьях р. Мезени. Термофильные элементы отсутствовали. Палеорастительность наиболее сходна с современной растительностью Северодвинского бассейна. Ее создавали темнохвойные и светлохвойные леса средней тайги.

Фазу III (зона КА₁₂, северодвинское время), закономерно сменяющую фазу II, следует также относить к раннему валдаю, так как она соответствует времени завершения беломорской трансгрессии на территории Прибеломорья, в Северодвинском и Мезенском бассейнах и завершения стадии существования озерного водоема в Онежской и Ладожской котловинах.

В Карелии и на северо-востоке территории в северодвинское время сложились биоценозы монодоминантных березовых лесов, кустарничковых и травянисто-кустарничковых ценозов. Возможно, примесь сосны создана автохтонной растительностью борового флористического комплекса, который занимал небольшие площади. Но примесь его в бассейне р. Сев. Двины была более заметной и растительность в целом более разнообразной. Значительную роль (особенно в районе р. Ваги) играл темнохвойнотаежный комплекс. Гипоарктические и бореальные виды, ныне широко распространенные на территории Карелии и Архангельской обл., заняли в нем господствующее положение (рис. 11, 22, 26, 28). Повсеместно были представлены сообщества ксерофитов.

Палеорастительность Карелии и Мезени обнаруживает максимальное сходство с березовым травяно-лишайниково-кустарничковым редколесьем Кольского п-ова, а палеорастительность Северодвинского бассейна — с растительностью широтного отрезка Печоры с характерными темнохвойнотаежными и светлохвойными северотаежными лесами из *Picea obovata*, *Pinus silvestris*, *Larix sibirica* и т. д. и преимущественно гипоарктическими видами в травяно-кустарничковом покрове.

Растительные зоны в фазу I и II имели северо-восточное простираение, и только в фазу II в них можно проследить широтную зональность. Синхронно с изменениями растительности эволюционировал почвенный покров.

Палеофауна

В состав биоценозов вюрмской (валдайской) эпохи, по В. И. Громову (1948), входили: мамонт, косуля, лось, северный олень, овцебык, бизон, баран, козел, лошадь, кабан, пещерный медведь, бурый медведь, россомаха, волк, лисица, песец, заяц, лемминг и др. Доминируют виды, которые, по Э. А. Вангенгейм (1975), составляют основу биоценозов перигляциального комплекса и, наряду с ними, мы видим обитателей лесной зоны. Не противоречит такому выводу и перечень палеонтологических остатков, обнаруженных на территории Архангельской обл. Но известные ныне находки, вероятнее всего, не исчерпывают всего многообразия фауны.

Судя по составу растительности, отражающей своеобразие ландшафтов и их изменения во времени, фауна ранневалдайской эпохи на территории Архангельской обл. и Карелии, вероятно, была не менее разнообразной, чем на Печорском Севере. По заключению И. Е. Кузьминой (1966, 1971), в верхнеплейстоценовом териокомплексе виды открытых биотопов во много раз превосходили виды лесных стадий. В числе первых ею названы: овцебык, песец, лемминг копытный, лошадь, пищуха степная, сайга, северный хорь. Вторую категорию по численности и представительности составляли виды, приспособленные к сочетанию лесных и открытых пространств: мамонт, шерстистый носорог, первобытный зубр, северный олень, пещерный медведь и пещерный лев, волк, лисица и др. В группу лесных видов входили: бурый медведь, соболь, белка, лось, россомаха, заяц-беляк, бобр и т. д.

Сочетание лесных и лесостепных видов со степными и полупустынными согласуется с нашими выводами о двух холодных фазах в раннем валдае с условиями тундры и лесотундры, разделенных фазой потепления с лесами таежного типа.

О палеоклимате

На основании общих особенностей в составе палеорастительности можно думать, что черты сходства должны характеризовать палеоклимат первого (карельского) и второго (северодвинского) похолодания. Климат был континентальный, зимы суровые, малоснежные, лето умеренно теплое. Во время сийского потепления климат был умеренно теплый, влажный, сходный с современным в тех же широтах.

Палеоландшафты и предпосылки для продвижения палеолитического населения к северу России

Палеоландшафты карельского и северодвинского похолоданий, по-видимому, в какой-то мере имели сходство с палеоландшафтом начала микулинской эпохи, которую еще нельзя считать межледниковьем. Сочетание на севере и западе территории березовых, а на юго-востоке еловых лесов паркового типа с заболоченными, местами остепненными, участками, наличие водоемов в понижениях рельефа, где шло накопление ритмичнослоистых отложений, суровый климат с ярко выраженными чертами континентальности и развитием многолетней мерзлоты были благоприятными для широкого расселения биоценозов перигляциального типа в составе фауны. Север мог привлекать людей богатой пищевой базой (Канивец, 1976). Возможно, продвижение человека к северу началось еще в первое, карельское, похолодание, но миграционные пути в это время были затруднительны. Восстановление путей ми-

граций произошло во время сийского потепления, когда морские воды вновь проникли в пределы Северодвинского, Онегорецкого и Мезенского бассейнов по древним долинообразным понижениям, рассекли территорию разветвленной сетью заливов, проливов, островов. С повышением базиса эрозии и подпором стока на южном и юго-восточном продолжении заливов вновь образовались полноводные реки, которые стали магистралями для продвижения к северу лесных биоценозов фауны и флоры, а, быть может, и отдельных групп населения. Следов пребывания человека данной эпохи в Северодвинском бассейне пока не обнаружено, но восстановление миграционных путей, несомненно, облегчило продвижение населения на те территории, откуда позже люди могли проникнуть в пределы Северодвинского бассейна. Местом для поиска памятников ранневалдайской эпохи должны быть береговые уровни палеоводоемов (см. раздел «Палеоводоемы»). Палеолитические памятники, открытые на Печоре (Канивец, 1969, 1976), подкрепляют надежду на перспективность поисков палеолита в бассейне Сев. Двины. Естественно, более перспективной может быть внеледниковая территория последнего оледенения, и в первую очередь — долины рр. Ваги, Вычегды, Сухоны.

Средний валдай

Палеоводоемы

В среднем валдае в понижениях рельефа, ранее занятых морскими и озерно-ледниковыми водоемами, образовались озера с накоплением ритмично-слоистых осадков. Обширные озерные водоемы размещались в Вагской, Емецкой и Икспинской (среднее течение р. Онеги) депрессиях, в низовьях Сев. Двины и т. д. По мере подъема территории озера вошли в систему прарек. Поверхность размыва отчленяет осадки озерной стадии от аллювиальной (разрезы Райбола — Смотряковка — Химанево и большая группа разрезов в низовьях Сев. Двины). Накоплению аллювиальных осадков предшествовал не только размыв глинисто-песчано-алевритовых отложений, но и образование изолированных, подчас мелководных, водоемов с накоплением в них органогенных осадков (Пасьва — Колешка, Первомайский и др.). Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения в редких случаях залегают на уровне современного бечевника, чаще ими сложена верхняя часть третьей надпойменной террасы. Следовательно, базис эрозии был не менее чем на 10 м выше современного. По-видимому, связь Беломорской котловины с океаном в среднем валдае отсутствовала. Накопление осадков протекало на фоне ритмичных колебаний в природных комплексах. Это обстоятельство сказалось в чередовании шести — семи слоев песка, различающихся по гранулометрическому составу, цвету, наличию примесей и включений и отчлененных друг от друга четкими контактами, иногда с хорошо выраженными поверхностями размыва (рис. 3, 6, 12, 13). Самым убедительным аргументом чередования субаквальных условий с субаэральными являются следы криогенеза, установленные в пасьвинской группе разрезов, и наличие серии старичных отложений на двух поверхностях размыва в районе Райболы и Смотряковки.

Средний валдай был наиболее значительной вехой в формировании третьей надпойменной террасы на реках севера России. На Вычегде и Мезени третьей террасе соответствуют верхние уровни гамской террасы (Потапенко, Лавров, 1971; Потапенко, 1975).

По аналогии с Северодвинским бассейном можно предположить, что более высоким уровень водоемов был в среднем валдае в Карелии (граница по горизонтали 80 м). Существование высоких палеотеррас на берегах Онежского и Ладожского водоемов является подтверждением такого предположения.

Радиоуглеродные и термолюминесцентные датировки (см. выше) не идут вразрез с выводами о средневалдайском возрасте водоемов и их осадков. Ими завершается цикл седиментогенеза с образованием прарек и проозер в эпоху, предшествующую максимуму валдайского оледенения.

Данных для восстановления очертаний древней озерно-речной сети недостаточно. Но так как отложения врезаются в ранневалдайские и миккулинские и области их распространения совпадают, можно полагать, что древней озерно-речной системой, прежде всего, унаследованы праравнины бореального моря и беломорской трансгрессии.

Палеораствительность

Осадки среднего валдая фашиально разнообразны, сопоставимость пыльцевых диаграмм сложна, поэтому по растительности данного отрезка времени трудно получить цельность картины. Она складывается из наиболее существенных фрагментов разрезов (рис. 6, 11, 14, 15, 24, 25), проанализированных нами.

Первая, самая ранняя, фаза развития растительности, которая может быть подразделена на подфазы Iа и Iб (зоны KA₁₃—KA₁₄), зафиксирована в осадках шенкурского разреза (рис. 11). Для подфазы Iа характерно равноценное участие темнохвойнотаежного (*Picea*, большая группа мхов, плаунов, папоротниковых, верескоцветных) и боронового (*Pinus silvestris*, *Pteridium aquilinum*, плауны, злаки и др.) комплексов и преобладание над ними березнякового (*Betula pubescens*, разнотравье, папоротниковые и др.), заметна примесь ерникового (*Betula pana*, *Alnaster fruticosus* и др.). Примесь сибирских микротермов (*Larix sibirica*, *Abies sibirica*) и участие большой группы гипоарктических видов характеризуют растительность широкой амплитуды приспособляемости к низким температурам и условиям увлажнения. Примесь ксерофильных форм (*Eurotia ceratoides*, полыни) дополняет представления о растительности, аналогом которой, быть может, являются предтундровые березняковые леса Кольского п-ова с травяно-лишайниково-кустарничковыми сообществами и отдельные участки центральной Якутии с широким развитием мерзлотных процессов (Физико-геогр. атлас мира, 1964).

Растительность подфазы Iб (зона KA₁₄), восстанавливаемая по разрезам Райбола 1, Пасьва 5, Пасьва 1, Первомайский (рис. 6, 7, 11, 15, 25), формировалась в эпоху некоторого потепления, названного нами пасьвинским. Ее доминантом является темнохвойнотаежный флористический комплекс, который дополняют березняковый и ерниковый. Такие сочетания ныне более всего характерны для севера таежной зоны и предтундровых еловых и березняковых редколесий Печорского Севера. Примесь элементов, свойственных растительности центральной Якутии, сохраняется. Палеораствительность фазы I была полигенетической. Пыльцевому анализу очень хорошо вторит капрологический, выполненный Ф. Ю. Величкевичем. Своеобразие палеофлоры заключается в сочетании лесных бореальных мезофитов (*Picea*, *P. abies* (L.) Karst., *Betula pubescens*, *B. humilis*, *Alnus incana*, *Arctostaphylos uva-ursi* и др.) с большой группой гипоарктических видов (*Selaginella sela-*

ginoides, Sparganium hyperboreum, Betula nana, Menyanthes trifoliata, Empetrum nigrum и др.); в примеси встречены сибирские микротермы (Larix, Abies), степные ксерофиты (Eurotia ceratoides, Ephedra), арктические и арктоальпийские виды (Draba sp., Dryas sp., Potentilla cf. nives). Состав флористических комплексов дает основание для вывода о развитии мерзлотных процессов в эту фазу. С таким выводом согласуются явления криогенеза, установленные в пасьвинском разрезе в осадках над и под линзой торфа, охарактеризованной зоной КА₁₄.

Фаза II (зона КА₁₅) фиксирует шенкурское похолодание и восстанавливается по спектрам шенкурского и райбольского разрезов (рис. 11, 16). В видовом составе растительности изменений не произошло, но отмечена перегруппировка в их составе: возросла роль березнякового, ольшанникового и борового флористических комплексов; до минимума сократилась значимость темнохвойнотаежного; в составе моховых сообществ увеличилась роль зеленых мхов. Доминантами растительности были формы, индифферентные к условиям избыточного увлажнения либо требующие избытка влаги. Речь может идти о низкорослых предтундровых лесах с достаточно хорошо выраженными компонентами стеногляциальной флоры на юго-востоке и о тундре с лесами паркового типа на остальной, большей части территории.

Реконструкция фазы III (зона КА₁₆), которой соответствует устьпечинское (райбольское) потепление, дается по пыльцевой диаграмме той части райбольского разреза, где фиксируется поверхность палеотеррасы, и по первомайскому разрезу (рис. 25, 13, е, 16). Доминантами фазы становятся лесные сообщества темнохвойнотаежного, борового и березнякового флористических комплексов с дополнениями из ольшанникового и ерикового. В составе зонального растительного покрова находили свое место сибирские микротермы (Larix sibirica, Abies sibirica, Alnaster fruticosus) и степные ксерофиты (Ephedra, Eurotia ceratoides). Наиболее близким аналогом палеорастительности фазы III может быть растительность предтундровой зоны в районе широтного отрезка р. Печоры с лесами из Picea obovata, Pinus silvestris (и сопутствующих им элементов травяного покрова) с примесью Abies sibirica, Larix sibirica. Присутствие гипоарктических (Betula nana, Rubus chamaemorus, Cornus suecicum и др.), арктических и арктоальпийских (Draba sp., Dryas sp., Thalictrum alpinum и др.) видов и ксерофитов закономерно дополняет флору, сформированную на основе предшествующей ей эпохи. Повышенное содержание пыльцы группы трав и кустарничков создано спектрами Superaceae и Gramineae, среди которых, по-видимому, доминируют виды прирусловых сообществ.

Процесс в смене палеорастительности завершается фазой, восстанавливаемой по спектрам той части пасьвинской диаграммы (рис. 6), которая предшествует накоплению ленточных глин. Но эта фаза относится нами к позднему валдаю.

Доминирующими почвами, если принять во внимание господствующие флористические комплексы, по-видимому, были глеево-подзолистые, подзолистые иллювиально-гумусные, торфяно- и дерново-подзолисто-глеевые.

Весь ход изменений в палеорастительности раннего — среднего валдая согласуется с современной концепцией о длительности холодного безледного периода в валдае и кратковременности потеплений (Чеботарева и др., 1971 а, б, 1978; Чеботарева, Макарычева, 1974; Величко, 1975, 1977). Не ясно, насколько «теплым» было ранневалдайское, сийское, потепление. Наши материалы по сийскому и петрозаводским разрезам не вполне согласуются с выводом, сделанным для средней

полосы (Чеботарева, Макарычева, 1974) и для северо-запада Русской равнины (Спиридонова, 1976). По этому вопросу требуются дальнейшие тщательные исследования.

О палеоклиматах

Как указывалось выше, более теплыми в среднем валдае были фазы I (пасьвинская) и III (устьпочинская). Той и другой свойственна общность в составе растительности. Думается, что столь же сходным мог быть климат. Если исходить из аналогии палеорастительности с растительностью широтного отрезка р. Печоры, то можно предположить, что климат был умеренно холодный, сравнительно влажный, а зима длительная. Суровее были условия в фазу II (шенкурскую): климат холодный, континентальный, с коротким безморозным периодом и с заморозками в течение всего года.

Палеофауна, палеоландшафты и новое о северном палеолите

Природная обстановка в среднем валдае складывалась в условиях общего похолодания и пульсирующего характера изменений природных факторов. Климат с суровыми длительными зимами способствовал широкому развитию мерзлотных процессов. В ландшафтах в течение большей части времени преобладали еловые, елово-березовые и березовые редкостойные леса с кустарниковым ярусом из *Betula nana*, образующим куртины, и ивовых. Травяно-кустарничковый покров состоял из верескоцветных, осок, злаков, мелкотравья. В моховом покрове доминировали зеленые мхи. Широкое распространение имели гипоарктические, арктические и арктоальпийские виды. Распространение наряду с ними ксерофитов (попыни, эфедра, часть маревых, злаков, разнотравья) свидетельствует о наличии тундростепных участков, быть может, приуроченных к полигонально-щебнистым и щебнистым группам.

В эпохи похолоданий расширялись площади ерников и открытых пространств с заболоченными или остепненными участками, а леса становились редкостойными и низкорослыми. В эпохи потеплений несколько расширялись и уплотнялись лесные массивы. Мерзлотно-солифлюкционные процессы ослаблялись, но заболоченность нарастала.

Сочетание еловых и березовых лесов с открытыми пространствами, наличие многолетнемерзлых грунтов, чередование длительных холодных фаз с короткими теплыми способствовали распространению на территории биоценозов мамонтового фаунистического комплекса, широкое расселение которого началось еще в раннем валдае. Но в составе фауны могли быть представлены и лесные виды, так как леса в большей или меньшей мере сохранялись в течение всего среднего валдая, особенно по долинам рек и на берегах озерных водоемов. В представлениях о палеофауне, по-видимому, можно руководствоваться тем комплексом, который И. Е. Кузьмина (1966, 1971) считает характерным для верхнего плейстоцена Северного Урала и Приуралья. В его состав могли входить: мамонт, шерстистый носорог, овцебык, северный олень, лемминг, лошадь, кабан, россомаха, волк, бурый медведь, лось, лисица, песец, заяц, белка и др.

Н. К. Верещагин и Г. Ф. Барышников (1977) допускают возможность изменений в составе биоценозов вюрма во времени. При похолодании доминирующими формами были мамонт, северный олень, первобытный бык, сайга, лошадь, бизон, песец и др., при потеплении — кабан, гигантский и благородный олень, первобытный бык и др.

Богатство и разнообразие фауны, наличие в ее составе видов мамонтового фаунистического комплекса, которые более всего привлекали палеолитического человека, существование крупных речных магистралей, связавших территорию Северодвинского бассейна с районами, расположенными южнее, — все это в итоге способствовало продвижению человека на север России.

Целью полевых работ автора в бассейне р. Сев. Двины в 1977—1978 гг. было изучение геологических и палеогеографических предпосылок на поиски палеолита. Выводу о перспективности района предшествовало: а) изучение геологии и биостратиграфии разрезов; б) намеченные при изучении геологии контуры палеоводоемов, береговые линии которых могут фиксировать пространственные пределы перспективных зон; в) анализ местонахождений фауны мамонтового фаунистического комплекса и установленная при этом закономерность в приуроченности части находок к выходам осадков среднего валдая.

Как говорилось выше, обследованию были подвергнуты участки, занимающие различную позицию по отношению к границе распространения последнего оледенения. Наиболее интересными оказались участки Усть-Почи (Райбола) и Смотряковки на р. Ваге, к северу от г. Шенкурска (рис. 1), расположенные в краевой зоне валдайского ледника. Оба известны неоднократными находками бивней и зубов мамонта. В Усть-Поче (разрез Райбола), впритык к обрушившейся сверху глыбе старичного аллювия, обнаружено кремневое скребло отличной сохранности, обработанное с трех сторон ретушью. Кроме того, найдены орудия неопределенного назначения со следами обработки, сглаженные в результате длительного окатывания. В составе пылицы из осадков старичного аллювия, у глыбы которого было обнаружено скребло, кроме видов, характеризующих растительность фазы в целом, установлено (рис. 16): а) общее обилие травянистых растений (цветковых, злаковых); это обстоятельство может восприниматься как признак преобладания растений, устойчивых к вытаптыванию (Веллчко, 1973 а); б) обилие среди них антропохоров, свидетельствующих о более или менее длительном присутствии человека на данном участке — крапива, подорожник, пыльца сем. *Cichoriceae*, большая группа маревых, среди которых доминируют такие сорные, как *Chenopodium album*, *Ch. viride*, *Axugis amaranthoides*, *Atriplex patula* и т. д. (рис. 16; интервал 10, 70—10,00 м). Находки фауны, предметы орудийной деятельности и обилие антропохоров в составе пылицы позволяют предположить, что поверхность палеотеррасы, прослеживаемая на высоте 9—12 м над современным урезом реки в районе Райболы—Смотряковки, изобиловала водоемами старичного типа и была обитаема в среднем валдае. Наши представления о размещении первых (?) пришельцев на пойменной палеотеррасе вполне согласуются с выводами О. Н. Балера (1974) о приуроченности палеолитических стоянок к террасам небольшой высоты над уровнем рек. Но так как хорошо сформированный культурный слой в районе устья р. Почы отсутствует, а орудия не многочисленны, можно предположить, что палеостарицы привлекали человека лишь на время летней охоты.

Время обитания человека на палеотеррасе р. Ваги синхронно усть-починскому потеплению, предшествующему максимуму продвижения льдов поздневалдайского оледенения. Выше осадков, синхронных потеплению, залегают только два слоя аллювиальных песков мощностью 2,5—3 м, которые, в свою очередь, перекрыты «покровными суглинками» — предшественниками продвижения ледника в бассейн р. Ваги. Время освоения территории укладывается в интервале 35—25 тыс. л. н. Во всяком случае, палеотерраса моложе нижней линзы старичного

аллювия, продатированной Я.-М. Пуннингом (Пуннинг и др., 1976) \geq 49000 л. н. (рис. 13, д, 15), и моложе максимума валдайского оледенения. Кстати, в осадках нижней линзы торфа также обнаружена пыльца сорных растений (маревые, крапива), но не такая обильная и разнообразная, как в верхней линзе торфа. Но сколько-нибудь надежных данных для предположения о том, что освоение человеком бассейна р. Ваги началось ранее 49000 л. н., у нас нет. Возможно, более древняя палеостарица была местом водопоя для животных. Сорняки могли расселиться на тропах, ведущих к водопою, и вокруг водоема.

Находки палеолита на р. Ваге сделаны впервые. Основная масса находок фрагментов челюсти, бивней, цельных зубов мамонта, их обломков и других костей, фрагментов и целого черепа мускусного быка, остатков костей гигантского оленя и неустановленных форм известна на Сухоне, Ваге с правобережными притоками, Кулой, Устья—Кокшеньга—Соденьга, Сев. Двине выше устья р. Ваги и на р. Вычегде. Особенно много местонахождений на правом притоке р. Вычегды—Яреньге, на р. Пинеге и ее притоках выше г. Пинеге и т. д. (Смирнов, 1937 и материалы краеведческих музеев). Граница максимального количества находок в сущности совпадает с границей последнего оледенения и, наоборот, закономерности в распространении палеонтологических остатков являются косвенным признаком в установлении границы последнего оледенения. Не исключено, что вмещающими отложениями для большей части фаунистических находок являются средневалдайские. Многочисленность фаунистических находок свидетельствует о широком расселении мамонта и его спутников на территории Архангельской обл. в эпоху, предшествующую последнему оледенению. Богатая пищевая база, наличие речных магистралей, служивших миграционными путями, возросшие адаптивные свойства палеолитического человека — весь комплекс факторов способствовал появлению человека на северных рубежах Русской равнины в среднем валдае.

Нет никаких признаков освоения человеком территории Карелии в среднем валдае. Можно лишь предположить, что широкое расселение мамонта и его спутников на территории Балтийского щита (Никонов, Никонова, 1965) могло привлечь палеолитических охотников на берега Онежского и Ладожского озер еще в эпоху, предшествующую поздневалдайскому покровному оледенению. Притоку населения могло способствовать существование миграционных водных путей, связывавших крупнейшие озерные котловины с юго-восточными районами (например, пра-Онега—пра-Кена—Кенозеро—Водла—Онежское озеро).

Поздний валдай

К вопросу о максимальном распространении ледника валдайского оледенения

Последовательная смена осадков микулинских межледниковых отложений ранневалдайскими, а последних средневалдайскими, длительность существования палеоводоемов на территории, ранее занятой борельной трансгрессией (микулино — средний валдай), большие мощности осадков водного генезиса в Нижнесеверодвинской (Плешивцева, Гриб, 1965; Плешивцева, 1972) и Вагской депрессиях (см. выше), отсутствие морены, разделяющей осадки водного генезиса и, наконец, наличие следов палеолита под комплексом ледниковых отложений в прикраевой зоне ледника — весь перечень признаков свидетельствует о максимальном продвижении края ледника не в раннем, а в позднем валдае.

Но распространению ледникового покрова предшествовала эпоха интенсивного развития процессов морозного выветривания, формирования перигляциального аллювия в прадolinaх и «покровных суглинков» на водоразделах. Перед продвижением ледника на максимальные рубежи область формирования «покровных суглинков» распространилась в долины прарек (лессовидные алевроитовые пески разрезов Осиновское—Усть-Поча и Райбола; рис. 8—10, 12, 13).

Вопрос о границе валдайского оледенения на севере Русской равнины и о созданном им рельефе в последние годы разрабатывался при площадной геологической съемке З. К. Махнач, В. Г. Легковой, Ю. В. Чернышевым, В. И. Розановым, Е. Н. Калгановым, Р. Р. Атласовым, В. Е. Останиным, Н. Б. Левиной и др. Очень много сделано в этой области А. С. Лавровым (1973, 1974, 1977).

Граница ледника в бассейне р. Ваги (рис. 1) протягивается с юга на север в субмеридиональном направлении по левобережью реки к верховьям р. Мехреньги. Огибая Меловскую возвышенность в верховьях р. Ледь, она опускается на юго-восток, к устью р. Пуи, образуя широкий язык в Вагской депрессии в районе устья р. Паденьги (д. Осиновская); затем меняет направление на северо-восточное и образует аналогичный язык в долине р. Сев. Двины с границей в районе В. Тоймы (Атласов и др., 1978; Останин и др., 1979). Обходя Северодвинско-Пинежский водораздел и создавая небольшие языки в долине Пинеги и Вашки, край льдов протягивался извилистой полосой в северо-восточном направлении к Тиману (Девятова, Лосева, 1964; Лавров, 1977, с. 84). В этих границах территория входит в область развития Ладожского, Онежско-Карельского, Беломорского и Кольско-Мезенского ледниковых потоков валдайского ледника, структура и динамика которого хорошо разработана большим количеством специалистов (Структура и динамика..., 1977). Но граница максимального распространения валдайского оледенения проведена ими, вопреки геологическим данным, к востоку от р. Ваги, которая, таким образом, полностью оказалась в пределах последнего оледенения. Не морена, а шоколадные ленточные глины широко распространены как на р. Ваге выше устья р. Паденьги, так и на ее правобережных притоках.

Если мысленно совместить границу валдайских льдов с бореальной трансгрессией, то окажется, что лопасти ледниковых потоков в основном повторяют контуры палеоводоемов Мезенско-Кулойского, Пинежского, Северодвинско-Вагского, Онежско-Мошинского понижений и Онежской и Ладожской котловин, обтекая останцовые массивы Мезенско-Пинежского, Пинежско-Северодвинского, Северодвинско-Онегорецкого водоразделов и кряж Ветренный пояс. Краевая зона вепсовско-едровского времени не отделяется от краевых образований максимальной стадии. Недостаточно ясно положение краевых образований крестецкого этапа отступления ледника. Возможно, им вызвано создание краевого комплекса в районе Няндомы. Северным продолжением его, видимо, является сийский краевой комплекс на р. Сев. Двине близ устья р. Емцы и в районе разрезов Сия—Челмохта. Следующий значительный этап регрессии льдов с морфологически и геологически хорошо выраженным кенозерским краевым комплексом соответствует лужской стадии. Краевая зона льдов на юго-западе проходила в это время по южному и вдоль восточного побережья Онежского озера и простиралась вдоль так называемого карбонового уступа (Лекшмозеро—Кенозеро—Ундозеро—Бирючевские пороги на р. Онеге), где создана мощная зона краевых образований напорно-насыпного типа. Сев. Двину край льдов пересекал в районе устья р. Пинеги. Здесь краевая зона представлена преимущественно водно-ледниковыми формами рельефа, в составе которого конечные морены встреча-

ются редко. Скандинавские льды онежской гляциоморфологической зоны в виде двух языков спускались по Онежской и Двинской губам, пересекая р. Онегу в районе с. Порог, а Сев. Двину в районе Холмогор. В Карелии онежскому поясу соответствует невская краевая зона. И. М. Экман проводит ее примерно по югу Заонежского п-ова.

Палеорастительность

Среди обработанных нами разрезов только по одному, пасьвинскому, имеется пыльцевая диаграмма, которая воссоздает палеорастительность начала покровного оледенения и его максимального распространения (палинозоны КА₁₇—КА₁₈; рис. 6). В составе растительности позднего валдая на р. Ваге ведущими были березняковый, ивняковый и ерниковый ценогенетические комплексы, а в эпоху, предшествующую максимальному продвижению льдов, еще сохранялась часть темнохвойно-таежных сообществ, приспособленных к условиям многолетней мерзлоты. Доминирующими были низкорослые древесные, кустарниковые и травянисто-кустарничковые растения из группы гипоарктических видов (*Betula pana*, *Salix*, *Selaginella selaginoides*, *Rubus chamaemorus*, *Lycopodium pungens*, и др., часть неопределенного разнотравья, злаков и т. д.). Наряду с ними произрастали арктические и арктоальпийские виды (*Dryas* sp., часть разнотравья, злаков, полыней и др.), которые представлены в современной растительности Арктики, а также степные ксерофиты (*Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, полыни, злаки, разнотравье), адаптировавшиеся к условиям длительного холодного, безледного периода. Наиболее вероятным аналогом растительности позднего валдая может быть растительность современных кустарниковых тундр с *Betula pana*, *B. exilis*, *Salix philicifolia*, *S. glauca*, *S. lanata*, моховых с *Hylacomium proliferum*, *Polytrichum*, лишайниковых с *Cladonia*, *Cetrarita* и др.; кустарничковых с *Empetrum nigrum*, *Salix herbacea*, *Dryas punctata* и др., пушицево-осоковых и кочкарных тундр севера России (Физико-геогр. атлас мира, 1972). Не исключено, что на выходах коренных пород, на щебнистых и каменистых открытых местообитаниях размещались сообщества, характерные для арктических пустынь (арктические виды мхов, лишайниковых, цветковых растений), среди которых могли найти свое место *Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, степные виды полыней.

Соответственно растительности создавался почвенный покров. Доминирующими могли быть тундровые типичные и оподзоленные, болотно-мерзлотные и, в какой-то мере, тундровые арктические почвы.

О палеоклимате

Климат позднего валдая, по-видимому, имел некоторое сходство с климатом современной арктической зоны северной Якутии. По мнению А. А. Величко (1977), поздневалдайское время отличалось максимально суровым климатом, с ландшафтами, близкими к современным в Чурапинской степи Якутии, где среднегодовая температура января $-30-40^{\circ}$, июля $+3+4^{\circ}$, длительность периода с морозами более 9 мес., количество осадков в год 100—150 мм.

О палеофауне

В ледниковую эпоху, с деградацией лесов как зональной формации и исчезновением экологического барьера для обитателей открытых пространств, возникла обширная безлесная гиперзона со смешанным фаунистическим комплексом (Вангенгейм, 1975, 1976). В него вошли ти-

пичные субарктические виды, виды аридных зон и формы, специфичные для перигляциальной фауны. В северной подзоне, простиравшейся на юг примерно до 55° с. ш. (в нее полностью входила наша территория), по Э. А. Вангенгейм, наиболее многочисленными были мамонт, северный олень, бизон (*Bison priscus*), лошадь (*Equus caballus*), песок. Но самые характерные виды подзоны — овцебык и лемминг.

Оледенение и его влияние на расселение человека

Во время максимума оледенения коренным образом изменилась структура природных зон. Большая часть территории наших исследований оказалась под покровом ледника, а юго-восточная часть — в зоне тундры с аридными, остепненными и полупустынными участками. По краю ледниковых языков и лопастей размещались приледниковые водоемы. Уровень их, ввиду подпора ледниками и обилия талых вод, на отдельных этапах превышал уровень более ранних палсоводоемов. По данным В. И. Розанова и др., уровень ледникового озера в долине р. Сев. Двины достигал 120 м абс. выс. Но Л. М. Потапенко (1975) для р. Вычегды называет максимальную цифру 110 м. Глубокий и обширный приледниковый бассейн существовал в области Вагского понижения. По сведениям В. Е. Останина и др. (1979), тыловой шов террасы, синхронной последнему оледенению, в долине р. Ваги достигает 110 м.

Длительное существование льдов на территории Карелии и Архангельской обл. было сдерживающим фактором в ее освоении человеком. Условия сурового климата холодной тундростепи в перигляциальной зоне, озерно-ледниковый характер водоемов, лишенных органической жизни, близость ледника с интенсивными процессами таяния и льдообразования, отнюдь не были благоприятными для существования здесь населения в ледниковую эпоху*. В эпоху максимального распространения ледника бассейн Ваги, Сев. Двины и других равноценных участков (если они были обитаемы ранее) вновь был покинут даже теми многочисленными группами людей, которые оказались пионерами в освоении территории. Перерыв в пребывании человека на территории определялся длительностью поздневалдайского оледенения (23—15 тыс. л. н.). Но этот район, скорее всего, не мог быть обитаем во время интенсивного таяния и деградации оледенения. Этому препятствовала высокая степень обводненности и неустойчивость субстрата ввиду нестабильности обстановки.

Осадки приледникового озера финального этапа оледенения в бассейне р. Пезы датированы 10 150±100 л. (ЛУ=556А) и 10 160±90 л. (ЛУ=556В), а осадки старичных фаций, погребенные под озерными отложениями последнего подпружного озера в долине р. Вычегды, имеют датировки 10 560±90 л. (МГУ—ИОАН=90), 10 900±1 300 л. (МГУ—ИОАН=128), 11 900±130 л. (МГУ=474) и 12 260±300 л. (МГУ—ИОАН=208) (Потапенко, 1975; Лавров, 1977). По мнению А. С. Лаврова, долинные приледниковые озера в бассейнах Сев. Двины и Мезени на этих этапах могли существовать только в случае полного перекрытия стока в Баренцево море. Такое перекрытие произошло вследствие распространения к югу льдов Кольско-Мезенского потока, который, по А. С. Лаврову, мог быть синхронным стадии Сальпауселья I или даже Сальпауселья II. По мнению И. М. Экмана (устное

* По мнению В. И. Громова (1974), вдоль края ледника полоса, не пригодная для жизни человека, имела ширину не менее 300 км.

сообщение), возраст первой 10 700 л. н., второй — 10 000—10 100 л. н., т. е. время позднего дриаса. С такими цифрами согласуются выводы Е. Н. Невесского и др. (1977) о прорыве горла Белого моря всего лишь около 10,2—10,3 тыс. л. н. В аллереде и позднем дриасе Беломорская котловина была под покровом льда, и только по ее окраине образовалось приледниковое озеро, контуры которого охватывали низовья Кемь, Выга, Онеги и Сев. Двины.

В соответствии с исследованиями И. М. Экмана (Экман и др., 1974) Ладожское, Онежское и вся система озер между Онежским озером и Белым морем были под покровом льда вплоть до отступления льдов от онежско-невской краевой зоны, которая, по мнению И. М. Экмана (устное сообщение), сопоставима с зоной пандивере в Эстонии (средний дриас; 11,7—12,2 тыс. л. н.; Раукас, 1978). Освобождение Онежского озера от льдов, как полагает И. М. Экман, произошло 11—11,6 тыс. л. н., т. е. в аллереде. Но палеогеография Онежского озера в стадию аллереда не вполне ясна.

При возросших адаптивных возможностях человека расселение его на севере зависело не столько от климата, сколько от появления водных путей, которые облегчали продвижение в удаленные районы. Освоение Карелии и Архангельской обл. могло начаться только после освобождения от льдов, спуска озерно-ледниковых водоемов и формирования сети обновленных речных долин, в большинстве случаев вложенных в прадолины и праводоемы, и образования на их берегах террас, удобных для обживания.

Анализ природных комплексов и их изменений во времени свидетельствует о том, что самые ранние связи севера с уже обжитыми территориями России могли, прежде всего, возникнуть через Сухоно-Вагский и Волго-Камский районы. Деградация материковых льдов шла с юго-востока на северо-запад. Вслед за отступающим ледником прокладывали себе путь речные магистрали, которые способствовали продвижению человека на север в поздне- и послеледниковое время. Реки Северодвинского бассейна были главными магистралями в продвижении населения вплоть до берегов Белого моря. Второй миграционный путь, в том числе на территорию Карелии, мог идти со стороны р. Онеги и ее притока, р. Кены, через систему рек и озер, связывающих Онежский бассейн с Волжским. Природные комплексы голоцена — богатая и разнообразная лесная растительность и лесная фауна, умеренно теплый климат — были благоприятными для расселения человека на Европейском Севере СССР.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предлагаемой работе предпринята реконструкция природной среды с точки зрения приемлемости территории севера России для расселения и существования человека в верхнем плейстоцене.

Для решения этой проблемы прежде всего были изучены наиболее информативные разрезы и даны обоснования к региональной стратиграфической шкале, которая представляется в следующем виде:

1. Микулинский межледниковый горизонт.
2. Валдайский надгоризонт с подгоризонтами:
 - а) ранневалдайский подгоризонт — карельское похолодание (калинское оледенение в трактовке Апухтина, Экмана, 1967);
 - б) ранневалдайский подгоризонт — сийское потепление, которому синхронна беломорская трансгрессия (молого-шекспинские слои в той же трактовке);
 - в) ранневалдайский подгоризонт — северодвинское похолодание (по Апухтину и Экману, 1967, этому времени соответствует максимальная стадия осташковского оледенения);
 - г) средневалдайский подгоризонт с четырьмя наиболее крупными климатическими ритмами (по-видимому, с этим интервалом сопоставимы осадки, выделяемые Апухтиным и Экманом как онегозерские межледниковые слои): похолодание, пасьвинское потепление, шенкурское похолодание, устьпочинское потепление;
 - д) поздневалдайский подгоризонт трех наиболее крупных климатических ритмов: перигляциальных условий, предшествующих оледенению, максимального распространения льдов и их деградации (по Апухтину и Экману — карельский ледниковый подкомплекс, по иного объема).

Установлено, что максимальным оледенение было в позднем валдае; признаков оледенения, синхронного раннему валдаю, не обнаружено.

Для каждой хроностратиграфической единицы дан анализ всех основных компонентов географической среды (палеоводосмы, палеорастительность, палеоклимат, палеофауна). Для проникновения человека на север, кроме общеизвестного фактора — наличия пищевой базы — очень важное значение имел второй, абиотический, фактор — появление миграционных путей, облегчивших продвижение на необжитые территории. Анализ природных факторов привел к выводу о том, что наиболее существенным толчком к проникновению человека в северные широты была бореальная трансгрессия микулинского межледниковья. Именно в это время возникли пути, способствующие продвижению человека к северу. Беломорская трансгрессия (сийское потепление) закрепила этот фактор в природном комплексе севера России как предпосылку

к проникновению туда человека. Но более или менее достоверные следы обитания человека на территории Северодвинского бассейна связаны с устьечинским потеплением, предшествующим поздневалдайскому максимуму оледенения.

Из анализа природных комплексов и их изменений во времени следует, что при поисках и изучении археологических памятников реконструкция природной среды занимает существенное место.

Экологическая адаптация человека на севере России в позднем плейстоцене была основана на наличии богатой пищевой базы, о чем свидетельствует разнообразие лесных, кустарниковых и травянистых сообществ в составе растительности и обилие находок остатков мамонтового фаунистического комплекса. Адаптации человека к условиям севера способствовало своеобразие природной обстановки. Несмотря на широкое распространение многолетней мерзлоты, следы которой нами были установлены впервые, ландшафт не был пустынным. В составе растительности в эпоху, синхронную находкам, сохранялись лесные сообщества, подобные современным предтундровым еловым и березовым лесам.

Изменения в структуре природных комплексов, вызванные последним оледенением, либо привели к гибели пришельцев, либо вынудили их отступить к югу и юго-востоку. Широкое распространение материковых льдов и приледниковых водоемов, лишенных органической жизни, интенсивное таяние и льдообразование не были благоприятными для обитания человека вблизи ледника. Возобновление миграции человека к северу могло начаться со времени формирования речных систем, которые вновь послужили магистралями для передвижения. Освоению человеком северных районов способствовала замена гибнущих животных мамонтового фаунистического комплекса лесными видами, которые расселились на территории вследствие потепления климата и распространения лесных сообществ в составе растительности.

Для поисков палеолита, предшествовавшего последнему оледенению, в бассейне р. Сев. Двины перспективна поверхность погребенной палеотеррасы. Она прослеживается на всем протяжении р. Ваги между Усть-Почей и пос. Шеговары. Самые успешные результаты может дать целенаправленное изучение участка напротив д. Райбола, ниже старого русла р. Почы, для которого уже известны наши находки. Весьма надежен для поисков участок Смотряковки—Химанева, ниже по течению р. Ваги, где известны находки фаунистических останков мамонта и его спутников.

На р. Вычегде вагской палеотеррасе, по-видимому, соответствует контакт первой и второй пачек древнеаллювиальных песков, выделяемых Л. М. Потапенко и А. С. Лавровым (1977) в гамской террасе. Внимательного обследования ждет р. Яреньга, правый приток р. Вычегды, и верховья р. Устыи, правый приток р. Ваги, с многочисленными находками палеофауны. Если взять под контроль все основные местонахождения палеонтологических остатков, то круг перспективных участков на поиски палеолита расширится, «...известие о находках больших скоплений мамонтовых костей всегда должно служить одним из важнейших поисковых критериев» (Громов, 1974, с. 26). Палеофаунистическими остатками из северных рек более всего богаты Сухона, Вага, Вычегда и тот отрезок р. Сев. Двины, который находится за границей последнего оледенения. Вся эта обширная территория может дать самые интересные сведения не только о мезолите—неолите и более поздних культурах, но и о палеолите и самом раннем мезолите.

Одним из трудных вопросов является вопрос о начале заселения Карелии. Наличие отдельных следов пребывания человека на самых

высоких уровнях террас Онежского озера (Повенчанка I и II, Мяньюгора, Медвежьегорская X), датированных Г. А. Панкрушевым (1978) X—IX тыс. до н. э., еще не является доказательством заселения территории в среднем дриасе — аллереде. Этому препятствовали условия природных комплексов и, прежде всего, ледовитость территории Карелии в целом. Недоучет этого обстоятельства может привести к ошибочным выводам.

В Северодвинском бассейне поселения человека послеледниковой эпохи могут быть приурочены к I и II надпойменным террасам. На р. Ваге наиболее перспективен участок Глухой Коскары—Наумболота (ниже Смотряковки—Химанева), известный находками палеофауны и рельефом древних дюн на поверхности I и II надпойменных террас. Здесь возможны находки позднейшего палеолита—мезолита. Небезуспешным может быть изучение района д. Келаревой Горки на р. Вель, левом притоке р. Ваги, приустьевого участка р. Н. Тоймы (правый приток р. Сев. Двины), поверхности II надпойменной террасы в районе Двинской Коксы на Сев. Двине. В первом и втором случае возможны находки позднейшего палеолита—мезолита, в последнем — мезолита.

Участки, рекомендуемые нами на поиски палеолита, не исчерпывают тех возможностей, которые может дать Северодвинский бассейн, перспективность которого предвидел еще С. Н. Замятин (1961).

ЛИТЕРАТУРА

Абрукина Р. Е., Красильникова Г. П.: Форамниферы морских межледниковых отложений Кольско-Карельского региона, их стратиграфическое значение и история развития.— В кн.: Четверт. геология и геоморфология вост. части Балтийского щита. Л., 1972, с. 39—58.

Агроклиматический атлас мира. Количество осадков. Температура воздуха самого теплого месяца. Температура воздуха самого холодного месяца. Длительность безморозного периода. Число дней со снежным покровом. М.—Л., 1972. 115 л.

Апухтин Н. И., Краснов И. И.—ред. Геология четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Л., 1967. 343 с.

Апухтин Н. И., Эрман И. М. Стратиграфия. Мурманская область, Карелия, запад Архангельской, северо-запад Вологодской и север Ленинградской областей.— В кн.: Геол. четверт. отложений Северо-Запада европ. части СССР. Л., 1967, с. 48—110.

Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974. 319 с.

Аскерова Р. К. Палинология трибы Cichoriaceae (Compositae).— В кн.: Морфол. пыльцы и спор современ. растений. Тр. III Междунар. палинол. конф. Новосибирск, 1971. Л., 1973, с. 33—37.

Атласов Р. Р., Букреев В. А., Левина Н. Б., Останин В. Е. Особенности рельефа краевой зоны валдайского оледенения на Онего-Важском междуречье и в долине р. Ваги.— В кн.: Красные образования материковых оледенений. Мат-лы V Всесоюз. совещ. Киев, 1978, с. 30—38.

Бадер О. Н. Человек, его культура и природная среда северного края европейской ойкумены в верхнем палеолите.— В кн.: Палеолит и природная среда в плейстоцене. Мат-лы Всесоюз. симпози. Ч. 1. М., 1974, с. 117—125.

Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 305 с.

Боровко-Длужакова С. Новые разрезы с земской флорой на территории Польской низменности.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. Тр. III Междунар. палинол. конф. М., 1973, с. 17—20.

Ботвинкина Л. П. Методическое руководство по изучению слоности. М., 1965. 259 с.

Бреслав С. Л., Заррина Е. П., Краснов И. И. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена Северо-Запада европейской части СССР.— В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.

Былинский Е. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии бассейна р. Мезени.— ДАН СССР, 1962, т. 147, № 6, с. 1421—1424.

Былинский Е. П. Трансгрессии четвертичного периода на севере Русской равнины и их соотношение с материковыми оледенениями.— В кн.: Сев. Ледовитый океан и его побережье в кайнозой. Л., 1970, с. 272—277.

Былинский Е. П. Причины морских плейстоценовых трансгрессий севера Евразии.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1980, № 50, с. 35—56.

Вакорн В. Л., Купцова И. А., Маслова М. С. Плейстоценовые отложения Кольского п-ова и их абсолютная хронология.— В кн.: Стратиграфия и палеогеография четверт. периода Севера европ. части СССР. Петрозаводск, 1977, с. 22—25.

Вангенгейм Э. А. О перигляциальной фауне плейстоцена.— В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., 1975, с. 83—87.

Вангенгейм Э. А. Перигляциальная зона и формирование фауны млекопитающих СССР в голоцене.— В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М., 1976, с. 92—101.

Васильев В. Н. Реликты и эндемы Северо-Западной Европы.— В кн.: Мат-лы по истории флоры и растений СССР. Вып. IV. М.—Л., 1963, с. 239—284.

Величко А. А. Первобытный человек, его зависимость от природной среды в плейстоцене и развитие его материальной культуры.— В кн.: Человек, общество и окружающая его среда. М., 1973а, с. 35—47.

Величко А. А. Проблема прогноза природных изменений северных широт в палеогеографическом освещении.— В кн.: Тепловая мелниорация северных широт. М., 1973 б, с. 83—106.

Величко А. А. Парагенезис криогенной (перигляциальной) зоны.— В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., 1975, с. 89—100.

Величко А. А. Опыт палеогеографической реконструкции природы верхнего плейстоцена для территории Восточной Европы и СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1977, № 4, с. 28—44.

Верещагин П. К., Барышников Г. Ф. Ледниковая теория и палеофаунология.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1977, т. 93, вып. 3, № 2, с. 122—129.

Вигдорчик М. Е., Ауслендер В. Г., Долуханов П. М., Знаменская О. М., Гайгерова Л. А., Агранова Д. А., Гей В. П. Геохронологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена северо-запада Русской равнины.— В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Мат-лы к симпозиуму. Геогр. об-ва СССР. Л., 1970, с. 72—80.

Вишневская Е. М., Малясова Е. С., Усикова Т. В. Новый разрез мглинских межледниковых морских отложений в окрестностях Ленинграда.— Вестн. ЛГУ, 1973, № 24, с. 133—140.

Вознячук Л. Н. Возраст максимальной стадии валдайского оледенения на Северо-Западе СССР и основные фазы деградации ледника.— В кн.: Вопр. четверт. геологии. Вып. 6. Рига, 1972, с. 29—44.

Вознячук Л. Н., Арсланов Х. А. К палеогеографии и геохронологии эпохи валдайского оледенения на территории Белоруссии.— В кн.: Хронология ледникового века. Мат-лы к симпозиуму. Л., 1971, с. 58—73.

Воллосович К. А. Заметки о постплиоцене в нижнем течении р. Сесерной Двины.— В кн.: Мат-лы для геологии России. Вып. XX. СПб, 1900, с. 251—261.

Воллосович К. К. Материалы для познания основных этапов геологической истории Европейского Северо-Востока в плиоцене — среднем плейстоцене.— В кн.: Геология кайнозоя Севера европ. части СССР. М., 1966, с. 18—26.

Герасимов И. П. Природа и развитие первобытного общества.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 1, с. 5—8.

Герасимов И. П. Антропоген и это главная проблема.— Там же, 1977, № 4, с. 5—17.

Герасимов И. П., Величко А. А. Проблема роли природного фактора в развитии первобытного общества.— В кн.: Первобытный человек и природная среда. М., 1974, с. 7—16.

Гитерман Р. Е., Куприна Н. П., Шанцер Е. В. О миклулинском возрасте межледниковых слоев у д. Килешино (Верхняя Волга).— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1975, № 44, с. 84—88.

Горецкий Г. И. Карельское межледниковое море.— В кн.: Вопр. географии, сб. 12. М., 1949, с. 97—133.

Григорьев А. А. Некоторые итоги разработки новых идей в физической географии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1946, т. 10, № 2.

Гричук В. П. К истории растительности европейской части СССР в четвертичном периоде.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1946, т. 37, с. 249—266.

Гричук В. П. Ископаемые флоры, как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн.: Рельеф и стратиграфия четверт. отложений северо-запада Русской равнины. М., 1961, с. 25—71.

Гричук В. П. Гляциальные флоры и их классификация.— В кн.: Последний ледниковый покров на Северо-Западе европ. части СССР. М., 1969, с. 57—70.

Гричук В. П. Итоги палинологического изучения континентального плейстоцена и историко-флористические критерии его стратиграфического расчленения.— В кн.: Пробл. палинологии. Тр. III Междунар. палинол. конф. М., 1973, с. 106—116.

Гричук В. П., Гричук М. П. К вопросу о характере приледниковых ландшафтов северо-восточной Прибалтики.— В кн.: Вопр. географии, сб. 23. М., 1950, с. 121—143.

Гричук В. П., Гричук М. П. О приледниковой растительности на территории СССР.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., 1960, с. 66—100.

Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М., 1948. 223 г.

Гричук В. П., Моносова М. Х. Определитель однолучевых спор папоротников из семейства Polypodiaceae R. Br., произрастающих на территории СССР. М., 1971. 127 с.

Гричук В. П., Чеботарева Н. С., Фаустова М. А. Реконструкция ледникового покрова и растительности Европы в позднем плейстоцене (20 000—10 000 л. н.).— В кн.: XXIII Междунар. геогр. конгр. Секц. I. Геоморфология и палеогеография. М., 1976, с. 318—322.

Гричук В. П., Губонина З. П., Зеликсон Э. М., Моносзон М. Х. Межледниковые отложения района г. Ростова (Ярославского).— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., 1973, с. 188—203.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Тр. Ин-та геол. наук. Геол. сер., 1948, вып. 64, № 17. 521 с.

Громов В. И. Поисквые критерии и прогнозы в археологии.— В кн.: Палеолит и природная среда в плейстоцене. Мат-лы Всесоюз. симпоз. Ч. 1. М., 1974, с. 25—28.

Губонина З. П. Описание видов *Tilia*, произрастающих на территории СССР.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1952, т. 52, вып. 7, с. 104—126.

Губонина З. П., Зеликсон Э. М., Моносзон М. Х. Флористический и фитоценологический анализ палеоботанических материалов по межледниковым отложениям в районе д. Черемошник.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., 1973, с. 53—59.

Гудина В. И., Евзеров В. Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск, 1973. 146 с.

Девятова Э. И. К геоморфологии бассейна р. Онеги.— Тр. Коми филиала АН СССР, 1960, № 10, с. 145—155.

Девятова Э. И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне реки Онеги. М., 1961. 89 с.

Девятова Э. И. Палинологическая характеристика верхнечетвертичных отложений Карелии.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балт. щита. Л., 1972, с. 59—96.

Девятова Э. И. Некоторые особенности состава спорово-пыльцевых спектров верхнеплейстоценовых отложений юго-восточной окраины Балтийского щита.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. Тр. III Междунар. палинол. конф. М., 1973, с. 21—27.

Девятова Э. И. К истории растительности верхнего плейстоцена на юго-восточной окраине Балтийского щита и его обрамлении.— В кн.: Палинология в СССР. К IV Междунар. конф. (Лакнау, Индия). М., 1976, с. 141—144.

Девятова Э. И., Лосева Э. И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л., 1964. 105 с.

Девятова Э. И., Пунинг Я.-М. К. Верхнеплейстоценовый разрез Колешка (Архангельская обл.) и его стратиграфическое значение.— Изв. АН ЭССР, 1976, т. 25, химия, геол., № 2, с. 152—160.

Девятова Э. И., Старова Н. Н. Верхнечетвертичная история Онежской и Ладужской котловин по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов.— В кн.: История озер. Тр. Всесоюз. симпоз. по основным проблемам пресноводных озер. Вильнюс, 1970, с. 82—100.

Девятова Э. И., Раукас А. В., Раямяэ Р. А., Хютт Г. И. Верхнеплейстоценовый разрез Пасьва (р. Вага, Архангельская обл.) и его стратиграфическое значение.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1981, № 51.

Дедеев В. А., Запольнов А. К., Кратц К. О., Лукашов А. Д., Сафронов П. Н. Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз. Л., 1969. 77 с.

Деревья и кустарники СССР. М.—Л., т. 1, 1949. 463 с.; т. 2, 1951. 611 с., т. 3, 1954. 872 с.

Докучаев В. В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны. СПб, 1899.

Доскач А. Г., Трусов Ю. П., Фадеев Е. Т. Взаимодействие природы и общества и некоторые проблемы современной географии.— В кн.: Пробл. взаимодействия природы и об-ва и место геогр. наук в ее разработке. М., 1964, с. 6—10.

Евзеров В. Я., Экман И. М. Генезис ленточных глин северо-восточного Приладожья.— В кн.: Строние и формирование камов. Таллин, 1978, с. 62—70.

Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И., Стрелков С. А. Хронология морского плейстоцена и голоцена северо-востока Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфия, седиментология и геология четверт. периода. М., 1972, с. 30—36.

Жузе А. П., Порецкий В. С. Диатомовые межледниковых отложений по р. Ваге.— Тр. Советской секции АИЧПЕ (INQVA), 1937, вып. 1, с. 178—205.

Заклинская Е. Д. Описание пыльцы и спор некоторых видов растений полярной тундры.— Тр. Ин-та геол. наук. Сер. геол., 1953, вып. 142, № 59. 102 с.

Замятин С. Н. Очерки по палеолиту. М.—Л., 1961. 176 с.

Заррина Е. П. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на северо-западе Русской равнины.— В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Мат-лы к симпоз. Л., 1970, с. 81—84.

Знаменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений.— ДАН СССР, 1959, т. 129, № 2, с. 401—404.

- Знаменская О. М., Черемисинова Е. А. Распространение мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии.— В кн.: Вопр. стратиграфий четверт. отложения Северо-Запада европ. части СССР. Л., 1962, с. 140—160.
- Зозулин Г. М. Исторические свиты растений лесостепи Средне-русской возвышенности.— Тез. докл. делегат. съезда Всесоюз. ботан. об-ва (1957), секц. флоры и растен., вып. III, 1. Л., 1957, с. 15—22.
- Иванова И. К. О ранних интерстадиалах вюрмского времени.— В кн.: Поздний кайнозой Сев. Евразии. 4, 1. М., 1977, с. 59—69.
- Кабайлене М. В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности.— Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), 1969, вып. 11. 146 с.
- Канивец В. И. Палеолитический человек на Печоре.— В кн.: Природа и развитие первобытного об-ва. М., 1969, с. 136—142.
- Канивец В. И. Палсолит крайнего Северо-Востока Европы. Бассейн Печоры. М., 1976. 95 с.
- Карбасников М. Н. О высоте береговой линии межледникового моря в бассейне р. Северной Двины.— Тр. Советской секции АИЧПЕ, 1937, вып. III, с. 136—141.
- Карта растительности. Архангельская область. Физическая учебная карта. М-б 1:5000 000. 1971.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотонным данным.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1974, вып. 257. 251 с.
- Козо-Полянский Б. М. В стране живых ископаемых. Очерк по истории горных боров на степной равнине ЦЧО. М., 1931. 170 с.
- Кондратене О. П. О типах пыльцевых диаграмм мяркинского (микулинского, рисс-вюрмского) межледникового Литвы и вопрос их одновозрастности.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., 1973, с. 44—48.
- Кондратене О. П., Блажчинин А. И., Емельянов Е. М. Состав и разделение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря.— Балтика, 1970, № 4, с. 181—185.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— Тр. ЛАГД АН СССР, 1963, вып. 16. 209 с.
- Кузьмина И. Е. К истории териофауны Северного Урала и Приуралья в верхнем антропогене.— Бюл. МОИП, отд. биол., 1966, т. 71(3), с. 91—102.
- Кузьмина И. Е. Формирование териофауны Северного Урала в позднем антропогене.— Мат-лы по фаунам антропол. СССР. Л., 1971, с. 44—122.
- Кулик Н. А. О северном постплиоцене.— Геол. вестник, 1926, т. 5, № 1—3, с. 28—49.
- Куприянова Л. А. Палинология сережкоцветных. М.—Л., 1965. 214 с.
- Куприянова Л. А., Алешина Л. А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Т. 1. Л., 1972. 156 с.
- Куприянова Л. А., Алешина Л. А. Пыльца древесных растений флоры европейской части СССР. Л., 1978. 168 с.
- Лавров А. С. Верхнеплейстоценовые долинныя озера в бассейнах Печоры, Вычгды и Мезени.— Изв. ВГО, 1968, т. 100, вып. 2, с. 146—151.
- Лавров А. С. Древнее оледенение северо-востока Русской равнины.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 6, с. 29—37.
- Лавров А. С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Северо-Востока европейской части СССР.— Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода, 1974, № 41, с. 48—55.
- Лавров А. С. Плейстоценовые подпрудные озера на северо-востоке Русской равнины.— В кн.: История озер в плейстоцене. Т. II. Л., 1975, с. 29—38.
- Лавров А. С. Кольско-Мезенский ледниковый поток.— В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М., 1977, с. 83—89.
- Лаврова М. А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья Ваги до Конецгорья.— Тр. Советской секции АИЧПЕ, 1937, вып. 1, с. 152—177.
- Лаврова М. А. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений г. Петрозаводска и р. Мги.— Там же, 1939, вып. 4.
- Лаврова М. А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. 37, с. 64—79.
- Лаврова М. А. Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии СССР с земской в Западной Европе.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1961, т. 7, с. 125—139.
- Лаврова М. А., Гричук М. П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях.— ДАН СССР, 1960, т. 135, № 6, с. 1472—1475.
- Лаврова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири.— В кн.: Хронология и климаты четверт. периода. Докл. сов. геол. на междунар. геол. конфер., XXI сессия. М., 1960, с. 124—136.
- Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976. 237 с.
- Ладожское озеро. Петрозаводск, 1978. 203 с.

- Лак Г. Ц. Диатомовая флора морских и озерных надморенных отложений в котловине Ладожского озера. Петрозаводск, 1976. 64 с.
- Легкова В. Г. К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения р. Северной Двины.— В кн.: Мат-лы по четверт. геологии и геоморфологии СССР. Л., 1961, с. 92—103.
- Легкова В. Г. Бореальная трансгрессия в бассейне р. Мезени.— В кн.: Докл. по геоморфологии и палеогеографии Северо-Запада европ. части СССР. Вып. 2 (ч. 1). Л., 1965, с. 35—52.
- Легкова В. Г. Северо-запад Архангельской области.— В кн.: Геол. четверт. отложений Северо-Запада европ. части СССР. Л., 1967, с. 161—191.
- Лийва А., Экман И., Ринне Т. Список радиоуглеродных датировок Института зоологии и ботаники АН ЭССР.— Изв. АН ЭССР, 1977, т. 26, биология, № 4, с. 325—336.
- Лийвранд Э. Залегание микулинских межледниковых отложений в юго-восточной Эстонии.— Там же, 1977, т. 26, химия, геол., № 4, с. 289—303.
- Лихарев Б. П. Общая геологическая карта европейской части СССР. Лист. 69. Шенкурск — Вельск. Л.—М., 1933. 101 с.
- Лосева Э. И. Диатомовые водоросли из бореальных отложений р. Пезы.— Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода, 1965, № 30, с. 89—99.
- Лосева Э. И. Диатомовые водоросли отложений бореальной трансгрессии в бассейне р. Ваги.— В кн.: Геология и палеонтология плейстоцена Северо-Востока европ. части СССР. Сыктывкар, 1973, с. 39—73.
- Лукашов А. Д. Новейшая тектоника Карелии. Л., 1976. 108 с.
- Малахов А. А. Геология среднего Тимана и западного При timанья. — Тр. Сев. геол. упр., 1940, вып. 6. 112 с.
- Малаховский Д. Б. Основные этапы развития палеогеографической обстановки плейстоцена северо-запада РСФСР.— В кн.: Вопр. региональной геологии, 1977, № 2, с. 113—118.
- Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А., Рухина Е. В. Микулинский (мгинский) горизонт.— В кн.: Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европ. части СССР. Л., 1969, с. 111—133.
- Малысова Е. С. Палинология допных осадков Белого моря. Л., 1976. 119 с.
- Махнач Н. А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск, 1971. 209 с.
- Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР. М., 1972. 519 с.
- Миняев Н. А. Арктические и арктоальпийские элементы во флоре Северо-Запада европ. части СССР.— В кн.: Арсалы раст. флоры СССР. Вып. 1. Л., 1965а, с. 9—49.
- Миняев Н. А. Сибирские таежные элементы во флоре Северо-Запада европ. части СССР.— Там же, 1965б, с. 50—92.
- Миняев Н. А. Горные средневропейские элементы во флоре Северо-Запада европ. части СССР.— В кн.: Арсалы раст. флоры СССР. Вып. 2. Л., 1969а, с. 5—33.
- Миняев Н. А. Гипоарктические (арктобореальные) элементы во флоре Северо-Запада европ. части СССР.— Там же, 1969б, с. 34—46.
- Монозон-Смолина М. Х. К вопросу о морфологии пыльцы некоторых видов рода *Pinus*.— Ботан. журн., 1949, т. 34, № 4, с. 352—380.
- Монозон М. Х. Морфологическое описание пыльцы главнейших видов дуба, произрастающих на территории СССР.— Мат-лы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М., 1954, т. 61, вып. 11, с. 93—118.
- Монозон М. Х. Описание пыльцы представителей семейства *Ulmaceae*, произрастающих на территории СССР (для целей пыльцевого анализа).— Тр. Ин-та геогр., 1959, т. 77, вып. 21, с. 187—198.
- Монозон М. Х. Определитель видов семейства маревых. М., 1973. 92 с.
- Монозон М. Х. Диагностика пыльцы рода *Thalictrum* L.— В кн.: Палинология в СССР. М., 1976, с. 24—27.
- Морозова Т. Д. Строение древних почв и закономерности их географического распространения в различные эпохи почвообразования верхнего плейстоцена (по материалам изучения погребенных почв в лесах средней части Русской равнины).— Почвоведение, 1963, № 12, с. 26—37.
- Невеский Е. Н., Медведев В. С., Калинин В. В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М., 1977. 236 с.
- Никифорова Л. Д. Субреентные спорово-пыльцевые спектры средней тайги Северо-Востока европ. части СССР.— Ботан. журн., 1978, т. 63, № 6, с. 868—885.
- Никонов А. А., Никонова К. И. Об остатках мамонта в Фенноскандии и их стратиграфическое значение.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1965, т. 97, вып. 3, № 3, с. 276—279.
- Останин В. Е., Атласов Р. Р., Букреев В. А., Левина Н. Б. Краевые образования и граница валдайского оледенения в бассейне р. Ваги.— Изв. АН СССР, геоморфол., 1979, № 1, с. 72—76.

Ошуркова М. В. Описание пыльцы некоторых видов берез, произрастающих на территории СССР.— В кн.: Проблемы ботаники. Вып. IV. М.—Л., 1959, с. 68—92.

Панкрушев Г. А. Мезолит и неолит Карелии. 1. Мезолит. Л., 1978. 136 с.

Плешивцева Э. С. Палинологическая характеристика опорного разреза осадков бореальной трансгрессии на северо-западе Архангельской области (район Северо-Двинской впадины).— В кн.: Палинология плейстоцена. М., 1972, с. 93—104.

Плешивцева Э. С., Гриб В. П. К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения р. Северной Двины.— В кн.: Докл. по геоморфологии и палеогеографии Северо-Запада европ. части СССР. Вып. 2 (ч. 1). Л., 1965, с. 7—34.

Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М., 1974. 441 с.

Покровская И. М. Некоторые данные микропалеоботанического изучения межледниковых отложений рр. Северной Двины и Ваги.— Тр. Советской секции АИЧПЕ, 1937а, вып. 1, с. 206—220.

Покровская И. М. Результаты анализа пыльцы древесных пород подморенных отложений на р. Неглинке.— Там же, 1937б, вып. 3, с. 117—121.

Покровская И. М. Палеоботаническая характеристика морской подморенной толщи г. Петрозаводска.— Там же, 1939, вып. 4, с. 61—64.

Попов А. И. Альбом криогенных образований в земной коре и рельефе (учебное пособие). М., 1973. 55 с.

Попов П. Л., Прохоров К. В. Морфология спор некоторых современных представителей рода *Osmunda* L.— ДАН СССР, 1961, т. 137, № 4, с. 957—960.

Порецкий В. С. «Загадка» петрозаводского морского постплицена К. А. Воллосовича.— Изв. Геогр. об-ва СССР, 1939, т. 71, вып. 5, с. 24—31.

Потапенко Л. М. Четвертичные отложения и развитие рельефа бассейнов рр. Вычегды и средней Мезени. Автореф. канд. дис. М., 1975. 24 с.

Потапенко Л. М., Лавров А. С. Строение и условия формирования террас бассейна р. Вычегды.— Вестн. МГУ. Сер. V, геогр., 1971, № 3, с. 97—103.

Проблема взаимодействия природы и общества и место географических наук в ее разработке. Объединенная конф. М., 1964. 23 с.

Прохорова К. В. Сравнение состава современной растительности с субфоссильными спорово-пыльцевыми спектрами (в условиях северной тайги).— Ботан. журн., 1965, т. 50, № 5, с. 626—638.

Пуннинг Я.-М. К., Какум Т., Раямяэ Р. Список радиоуглеродных датировок Института геологии АН ЭССР. II.— Изв. АН ЭССР, 1975, т. 24, № 2, химия, геол., с. 160—165.

Пуннинг Я.-М. К., Какум Т., Раямяэ Р. Список радиоуглеродных датировок Института геологии АН ЭССР. III.— Там же, 1976, т. 25, № 1, химия, геол., с. 53—57.

Пьявченко Н. И. О природе нижнего максимума пыльцы сели в торфяниках.— ДАН СССР. Нов. сер., 1954, т. 95, № 5, с. 1093—1096.

Раменская М. Л. Определитель высших растений Карелии. Петрозаводск, 1960. 485 с.

Раукас А. В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин, 1978. 310 с.

Рудовиц Ю. Л. О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1947, № 9, с. 15—22.

Серебряный Л. Р., Раукас А. В. Климат и оледенения Европы в позднем плейстоцене.— В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXV сессия. Докл. советск. геологов. Геол. четверт. периода. М., 1976, с. 127—132.

Сладков А. Н. Определение видов *Lycopodium* L., *Selaginella* Spring. по спорам и микроспорам.— Тр. Ин-та геогр., 1951, т. 50, вып. 5, с. 167—199.

Сладков А. Н. Морфологическое описание пыльцы грушанковых, вертляцевых, вересковых, брусничных и ворониковых европейской части СССР.— Мат-лы по геоморфологии и палеогеографии, 1954, т. 61, вып. 11, с. 119—156.

Сладков А. Н. Споры уховниковых папоротников, произрастающих на территории СССР.— Бюл. МОИП, отд. биологии, 1959, т. 64, вып. 2, с. 97—111.

Смирнов В. И. Находки костей крупных четвертичных млекопитающих в Северной области.— Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1937, V, вып. 1, с. 47—68.

Смирнова В. М. Палеогеография позднплейстоценовых и голоценовых водоемов бассейнов среднего течения рр. Северной Двины, Вычегды и Верхней Мезени (по данным диатомового анализа). Автореф. канд. дис. М., 1976. 29 с.

Спирidonов М. А., Яковлева С. В. Четвертичные отложения побережья полуострова Канина и бассейна р. Пезы.— Мат-лы по четверт. геологии и геоморфологии СССР, 1961, вып. 42, № 3, с. 75—89.

Спирidonова Е. А. Палинологическая характеристика межстадальных отложений валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины и ее значе-

ние для стратиграфии и палеогеографии.— В кн.: Северо-Запад европ. части СССР. Вып. 10. Л., 1976, с. 50—71.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. К X Конгрессу INQUA (Великобритания, 1977). М., 1977. 143 с.

Сукачев В. Н. Динамика лесных биогеоценозов.— В кн.: Основы лесной биогеоценологии. М., 1964, с. 458—486.

Сукачев В. Н., Недосеева А. К. О смене растительности в течение ресс-вюрмского межледникового.— ДАН СССР, 1954, т. 94, № 6, с. 1171—1174.

Толмачев А. И. О характере арктоальпийских и некоторых локально связанных с ними элементов флоры в районе рр. Пинеги и Сотки.— В кн.: Мат-лы по истории флор Европ. Севера СССР. Архангельск, 1938, с. 5—40.

Толмачев А. И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. Л., 1954. 156 с.

Толмачев А. И. О происхождении арктической флоры. (Когда, где и как возникла арктическая флора).— Вopr. ботаники, 1960, вып. 3, с. 72—74.

Федоровы Ал. и Ан. К вопросу о реликтовом характере арктоальпийских и степных растений пинежской флоры.— Тр. Лен. об-ва естествоисп., 1929, т. 9, вып. 3, с. 55—95:

Физико-географический атлас мира. Почвы. Растительность. Ареалы растений. Ареалы животных. М., 1964. 298 л.

Физико-географическое районирование СССР. Характеристика региональных единиц. Ред. проф. Н. А. Гвоздецкий, М., 1969. 576 с.

Флора Северо-Востока европейской части СССР. Л., т. I, 1974, 274 л.; т. II, 1976а, 316 л.; т. III, 1976б, 294 л.; т. IV, 1977, 311 с.

Хомутова В. И., Соколова В. Б. Новые данные о межледниковых миккулинских отложениях на территории центральной части Вологодской области.— В кн.: Пробл. палеогеографии. Л., 1965, с. 44—53.

Чеботарева Н. С., Макарычева И. А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М., 1974. 216 с.

Чеботарева Н. С., Макарычева И. А., Фаустова М. А. Ритмичность изменений природных условий на Русской равнине в валдайскую эпоху.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 3, с. 15—28.

Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Фаустова М. А., Данилова-Макарычева И. А., Гузман А. А. Проблема возраста максимальной стадии валдайского оледенения.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1971а, № 6, с. 31—46:

Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Фаустова М. А., Данилова-Макарычева И. А., Гузман А. А. Проблемы палеогеографии и стратиграфии отложений валдайского оледенения северо-запада Русской равнины.— В кн.: Пробл. периодизации плейстоцена. Л., 1971б, с. 212—221.

Черемиснинова Е. А. Морская диатомовая флора межледниковых отложений в долине рр. Мги и Вытегры и в котловине Ладожского озера. Автореф. канд. дис. Л., 1952. 23 с.

Чернышев Ф. Н. Тиманские работы, произведенные в 1890 г. СПб, 1891. 158 с.

Чигурьева А. А. Морфология пыльцы семейства *Gruciferae*.— В кн.: Морфол. пыльцы и спор соврем. растений. Л., 1973, с. 93—96.

Шешукова В. С. Диатомовые водоросли межморенных отложений г. Петрозаводска.— Тр. Советской секции АИЧПЕ, 1939, вып. IV.

Экман И. М., Девятова Э. И., Ильин В. А. Предфронтальные ледниковые образования юго-восточной окраины Балтийского щита.— В кн.: Предфронтальные краевые ледниковые образования. Вильнюс, 1974, с. 86—98.

Эрд К. Палинологическое обоснование расчленения ранневислинского ледникового Северный Европы.— В кн.: Геология четверт. периода (Плейстоцен). К X конгрессу INQUA. Ереван, 1977, с. 297—302.

Юдин Ю. П. Флора известняков по реке Сойве. Мат-лы по истории развития флор Европ. Севера СССР. Архангельск, 1938, с. 43—57.

Юдин Ю. П. Реликтовая флора известняков Северо-Востока европейской части СССР.— В кн.: Мат-лы по истории флоры и растительности СССР. Вып. 4. М.—Л., 1963, с. 493—571.

Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, т. 17. 314 с.

Erdtman G. Handbook of Palynology. Morphology — Taxonomy — Ecology. Munksgaard, 1969. 487 p.

Knipowitsch N. Zur Kenntniss der Geologischen Geschichte der Fauna des Weissen und des Murman-Meers.— Зап. СПб минералог. об-ва, Нов. сер., 1906, ч. 38, вып. 1, с. 1291—1352.

Krasnov I. I. Stratigraphische Korrelation der Quartärlagerungen im östlichen Gebiet der fennoskandischen Vereisungen.— Schriftenr. geol. Wiss., 1977, 9, p. 69—79.

Krupinski K. M. Historia, dynamica rozwoju i zaniku zbiornika interglacialnego w Zyrardowie.—Bull. Inst. geol., 1978, 19, N 300, p. 153—178.

Lundqvist J. The Interglacial Deposit at the Leveäniemi mine, Svappavaara, Swedish Lapland.—Sver. geol. undersökn. Ser. C, 1971, N 658, Arsbok 65, N 4, 163 p.

Makowska A. Die Frühwürm-Kaltzeit in Nordpolen.—Wiss. Z. E. M. Arndt- Univ., Greifswald, Math.-naturwiss. R., 1975, 24, N 3—4, p. 135—144.

Marciniak B., Kowalski W. W. Dominant diatoms, pollen, chemistry and mineralogy of the Eemian lacustrine sediments from Nidzica (northern Poland): a preliminary report.—Pol. arch. hydrobiol., 1978, 25, NI-2, p. 269—281.

Noryskiewicz B. Das Eem — Interglazial in Naklo.—Wiss. Z. E. M. Arndt- Univ., Greifswald, Math.-naturwiss. R., 1975, 24, N 3—4, p. 129—132.

Phillips L. Pleistocene vegetational History and Geology in Norfolk.—Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1976, 275, N 937, p. 215—286.

Robertson A.-M. Pollen-analytical investigation of the Leveäniemi Sediments.—In: Lundqvist J. The Interglacial Deposit at the Leveäniemi mine, Svappavaara, Swedish Lapland. Appendix 4.—Sver. geol. undersökn. Ser. C. 1971, N 658, Arsbok 65, N 4, p. 82—97.

Rozyccki S. Z. Use of complex paleogeographic method to recognize the history of dystrophic lakes and high bogs as exemplified by an interglacial lake at Golkow near Warszawa.—Pol. arch. hydrobiol., 1978, 25, NI-2, p. 361—371.

Zagwijn W. H. Vegetation, climate and radiocarbon dating in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian.—Med. van de Geol. stichting. Maastricht, N. s., 1961, N 14, p. 15—45.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Геолого-географический очерк	7
Геологическая и палинологическая характеристика разрезов	14
Разрезы рек Ваги и Сюмы	14
Разрезы р. Северной Двины	58
Разрез Шилега, р. Пинега	79
Разрезы низовьев рек Мезени и Пезы	81
Разрезы южной Карелии	87
Пыльцевые зоны и стратиграфические выводы	92
Отложения микулинского межледниковья (III _{mk})	93
Отложения валдайского оледенения (III _{vd})	102
Нижний, средний, верхний валдай (III _{vd} _{1,2,3})	102
Некоторые вопросы палеогеографии позднего плейстоцена	112
Роль природной среды в освоении территории человеком	112
Микулинское межледниковье	112
Палеоводоемы	112
Палеорастиельность	116
Палеопочвы	121
Палеофауна	122
О палеоклимате	126
Палеогеографические предпосылки к продвижению палеолитического населения к северу России	126
Валдайская эпоха	127
Ранний валдай	128
Палеоводоемы	128
Палеорастиельность	131
Палеофауна	134
О палеоклимате	134
Палеоландшафты и предпосылки для продвижения палеолитического населения на север России	134
Средний валдай	135
Палеоводоемы	135
Палеорастиельность	136
О палеоклиматах	138
Палеофауна, палеоландшафты и новое о северном палеолите	138
Поздний валдай	140
К вопросу о максимальном распространении ледника валдайского оледенения	140
Палеорастиельность	142
О палеоклимате	142
О палеофауне	142
Оледенение и его влияние на расселение человека	143
Заключение	145
Литература	148

Элеонора Ивановна Девятова
ПРИРОДНАЯ СРЕДА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РАССЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА
В СЕВЕРОДВИНСКОМ БАСЕЙНЕ И В КАРЕЛИИ
*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии Карельского филиала АН СССР*

Редактор Г. А. Виноградова
Технический редактор С. М. Паль
Корректоры Л. Т. Дмитриева, Л. Ю. Минина
ИБ № 1104

Сдано в набор 02.03.82. Подписано в печать 16.12.82. Е-04652. Формат бумаги 70×108^{1/16}. Типографская № 3.
Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. 13,15. Тираж 500 экз. Заказ № 646.
Изд. № 52. Цена 2 руб. Заказное.

Издательство „Карелия“, 186610. Петрозаводск, пл. им. В. И. Ленина, 1. Сортавальская книжная типография
Государственного комитета Карельской АССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Совета Министров КАСР 186750. Сортавала, Карельская, 42.

Девятова Э. И.

- Д 25 Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. 156 с., ил. 31, лит. 197 назв.

На основе анализа большого количества пыльцевых диаграмм и разрезов рассматривается палеогеография верхнего плейстоцена: от микулинского межледникового до позднего плейстоцена включительно. Реконструкция природной среды (палеоводосмы, растительность, климат) позволила прийти к выводу, что основной предпосылкой для продвижения человека на север Русской равнины были морские трансгрессии: бореальная в микулинском межледниковье и беломорская во время сийского потепления (ранний валдай). Впервые обнаружены следы освоения человеком р. Ваги (приток Сев. Двины) относятся к устьпчинскому потеплению (вторая половина среднего валдай).

Книга представляет интерес для специалистов в области палинологии, геологии и палеогеографии верхнего плейстоцена, археологии.