

Г 14160⁴¹

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР



ТЕОМОРФОЛ
И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
СЕВЕРО-ЗАПАДА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ
СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

ЛЕНИНГРАДСКАЯ,
ПСКОВСКАЯ И НОВГОРОДСКАЯ
ОБЛАСТИ

К VIII конгрессу INQUA

Франция · 1 9 6 9



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1969

ACADEMIE DES SCIENCES DE L'URSS
COMMISSION DES ETUDES DE LA PERIODE QUATERNAIRE

GEOMORPHOLOGIE ET LES DEPOTS QUATERNAIRES
DU NORD-OUEST DE LA PARTIE
EUROPEENNE DE L'URSS

(DEPARTEMENTS DE LENINGRAD, DE PSKOV ET DE NOVGOROD)

*Au VIII congres INQUA
(France 1969)*

Les rédacteurs responsables
D. B. Malachovsky, K. K. Markov

УДК 551.793 : 471.23—25

Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. 1969, стр. 1—256.

Территория Северо-Запада европейской части СССР весьма интересна с точки зрения четвертичной геологии и ледникового рельефа. Она достаточно обширна и хорошо изучена. В монографии, составленной коллективом авторов, обобщены многочисленные данные, накопившиеся за последние 10—12 лет по геоморфологии и антропогенным отложениям этой классической области развития образований последнего оледенения. В работе сделана попытка применения палеогеографического метода для решения стратиграфических вопросов. Илл. — 49, табл. — 13, библи. — 346 назв.

Ответственные редакторы
Д. Б. Малаховский, К. К. Марков

Посвящается
НИКОЛАЮ НИКОЛАЕВИЧУ
СОКОЛОВУ,
выдающемуся исследователю
Северо-Запада,
чьи идеи послужили основой многих
развиваемых авторами положений

ПРЕДИСЛОВИЕ

Территория Северо-Запада, расположенная в юго-восточном секторе области развития последнего скандинавского ледникового щита, характеризуется общностью геологического развития в четвертичное время и единством генезиса рельефа. Вместе с тем здесь представлено все разнообразие ледниковых форм и отложений, свойственное областям развития покровных оледенений.

Эта площадь достаточно обширна (около 200 тыс. км²) и изучена полнее по сравнению с соседними районами. Особенно важным является то обстоятельство, что в настоящее время она покрыта полистными геологическими съемками среднего и отчасти крупного масштаба, проведенными здесь в послевоенные годы. При этом были получены разрезы очень большого числа скважин, вскрывших четвертичную толщу на полную мощность, и выполнен значительный объем различных аналитических исследований. Материалы геологических съемок были дополнены данными геологоразведочных работ и обобщены в ходе тематических исследований, проведенных авторами в течение 1962—1968 гг. по заданию Северо-Западного геологического управления. Как нам представляется, только наличие подобных детальных исследований дает в конечном счете более или менее реальное представление о строении четвертичной толщи подобных районов, создавая в то же время значительные трудности для интерпретации разреза.

Изменчивость четвертичной толщи, разнообразие как самих форм ледникового рельефа, так и их сочетаний, свидетельства неоднократного переотложения обломочного материала и содержащихся в нем органических остатков и т. п. говорят о сложности географической обстановки ледникового периода и нередко маскируют основные закономерности направленного развития природы. Предпочтение исследователями одной группы фактов или одного метода неизбежно приводит к субъективному толкованию фактического материала. Только комплексный, палеогеографический подход позволяет наметить общие, наиболее важные закономерности, представляющие интерес для стратиграфии и хронологии.

Данная работа по замыслу ее исполнителей должна ликвидировать противоречие между наличием огромного материала, накопившегося к настоящему времени по различным отраслям знания, связанным с изучением четвертичных отложений, и отсутствием сводных, но достаточно детальных работ по этой территории. Она может послужить основой для планирования дальнейших тематических, геологосъемочных, поисково-разведочных, инженерно-геологических и других работ.

Работа выполнена под руководством Д. Б. Малаховского коллективом авторов — сотрудниками Северо-Западного территориального геологического управления И. П. Бакановой, А. Л. Бусловичем, И. В. Котлуковой, Э. Ю. Самметом и Ленинградского университета Х. А. Арслановым, Д. Д. Квасовым, Е. В. Рухиной и Е. А. Спиридоновой.

Авторы пользуются случаем выразить свою искреннюю признательность Т. В. Александровой, М. А. Урбановской, Л. П. Сухачевой, принимавшим участие в составлении карт и иллюстраций, всем геологам Ленинградской комплексной геологической экспедиции СЗТГУ, любезно предоставившим свои материалы, а также поблагодарить В. П. Гричука, О. М. Знаменскую, В. С. Кофмана, М. А. Лаврову, Н. Н. Соколова за ценные советы и замечания и Г. И. Горецкого, Е. С. Малясову, Е. С. Собоцкую и В. Н. Сукачева за помощь в работе.

Г л а в а I

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение четвертичных отложений и рельефа северо-запада Русской равнины имеет почти двухвековую историю, которая с точки зрения организации, методики и тематики исследований может быть разделена на четыре периода.¹

I период охватывает конец XVIII, XIX и начало XX в.

Начиная с 70—80-х годов XVIII столетия послегретичные наносы привлекают внимание географов и геологов. В это время возникают первые гипотезы о происхождении эратических валунов, присутствие которых в толще рыхлых осадков объяснялось разносом потоками, схлынувшими с суши, когда она вышла из-под уровня моря. К этим же годам относятся первые наблюдения В. Ф. Зуева и Н. Я. Озерцовского над террасовыми уровнями и уступами к югу от Финского залива и Ладожского озера. Позднее, в 30—50-х годах XIX в., Г. Ф. Странгвейс, С. С. Куторга, А. Оливьеры, П. Г. Соболевский проводили исследования на Карельском перешейке, в Северном Приладожье, окрестностях Петербурга, в районе Пскова и Новгорода.

Р. И. Мурчисон впервые для условий Русской равнины применил дрейфовую теорию Г. Лайеля о разносе валунов айсбергами. Основы ледниковой гипотезы были тогда уже разработаны, но она казалась вначале не менее фантастической, чем «потопная» теория. Только после того как стали известны современные ледниковые щиты Гренландии и Антарктики, теории о покровном оледенении обширных равнин Северо-Запада получили широкое распространение.

Первым автором, писавшим об оледенении окрестностей Петербурга, был Ф. Б. Шмидт. Ледниковый генезис рельефа и четвертичных отложений этого района был убедительно доказан в монографии П. А. Кропоткина (1876). В это же время активно изучалась история Балтийского моря и Ладожского и Онежского озер. В период господства «потопной» и дрейфовой теорий озерные бассейны рассматривались как остатки широкого пролива, соединявшего между собой Балтийское и Белое моря. С возникновением ледниковой теории эти взгляды отпали сами собой. С середины 70-х до 90-х годов прошлого века господствовало представление о чрезвычайно ограниченном распространении послеледниковых морских трансгрессий и об отсутствии их отложений в бассейнах Ладоги и Онеги. В этот же период В. В. Докучаевым была разработана озерная теория происхождения речных долин, по достоинству оцененная только в последние годы.

¹ Изложение материала по каждому периоду ведется в следующей последовательности: региональные работы; труды, имеющие общее стратиграфическое или методическое значение; картографические материалы; развитие прикладных методов.

Первоначально господствовало представление о существовании одного оледенения. Однако уже в 90-х годах прошлого века в ряде разрезов в Подмосковье, Литве и Белоруссии между моренами были обнаружены осадки озерного генезиса, описанные Н. И. Криштафовичем (1896) как межледниковые. Два моренных горизонта было описано также С. Н. Никитиным. С 1882 г. начинается систематическая геологическая съемка 10-верстного масштаба, организованная Геологическим комитетом, в процессе которой были сделаны ценные наблюдения над четвертичными отложениями и ледниковым рельефом.

В 90-х годах Де Геер, создал схему развития Балтики, применяемую и в настоящее время. Им выделялись литориновые, анциловые и иольдиевые отложения. Де Геер указывал, что иольдиевое море было почти пресным. Термин «иольдиевые отложения» применялся Де Геером как для обозначения отложений и ныне известных под таким названием, так и для отложений Балтийского ледникового озера. Это обстоятельство явилось в дальнейшем источником многочисленных недоразумений. Схема Де Геера была применена Рамсеем и Бергхеллем для Карельского перешейка. В этот период вновь возникали предположения о Беломорско-Балтийском соединении.

В дальнейшем Мунте (Munthe, 1910) и Рамсей (Ramsay, 1917) дополнили схему Де Геера, введя стадию Балтийского ледникового озера. При этом верхняя морская граница оказалась береговой линией этого озера. Проникновение морских вод в бассейн Ладожского и Онежского озер вновь стало отрицаться.

В 1915 г. была опубликована монография Айлио (Ailio, 1915) об истории Ладожского озера, в которой рассматривался также вопрос об истории р. Невы.

Работами В. Н. Сукачева, Г. И. Поплавского, В. С. Доктуровского было положено начало изучению ископаемой пыльцы в торфяниках и ее использованию для палеофлористических заключений.

В указанный период происходит постепенное накопление сведений о ледниковых осадках и рельефе северо-запада Русской равнины и зарождаются некоторые общие и региональные проблемы ледниковой геологии, дискуссии по которым развернулись в течение последующих лет. Наблюдения над четвертичными образованиями велись, как правило, в ходе почвенных исследований (работы К. Д. Глинки и др.), общегеологического изучения территории. Полученные сведения были отрывочны и касались отдельных районов. Выводы носили общий характер, не затрагивая вопросов стратиграфии. Тем не менее уже в это время в ряде работ появляются указания на разновозрастность ледниковых отложений и наличие следов двукратного оледенения Русской равнины.

II период (20—40-е годы XX в.) характеризуется значительным расширением исследований, которые ведутся уже в рамках специальных организаций и учреждений.

В 1926 г. на II Всероссийском съезде геологов было принято постановление об организации при Академии наук СССР Комиссии по изучению четвертичного периода. В 20—30-е годы на Северо-Западе продолжают 10-верстные съемки, покрывшие почти всю рассматриваемую территорию. В это же время были предприняты исследования четвертичных образований силами Ленинградского и Северного геологоразведочных трестов, Ленинградского университета, Географического и Почвенного институтов и других организаций. В процессе полевых работ собраны ценные данные о строении четвертичной толщи и ледниковом рельефе, обнаружены разрезы межледниковых отложений (на р. Мге, у ст. Неболчи, на р. Поломети и т. д.). Результаты изучения опубликованы в ряде монографий и статей.

В 1926 г. вышла в свет монография Н. Н. Соколова, посвященная четвертичным отложениям и рельефу обширной территории, примыкающей к оз. Ильмень. Обобщение большого фактического материала позволило автору сделать ряд выводов о развитии Ильменской котловины, образовании дельт рр. Ловати и Мсты и т. д., не утративших своего значения и в наши дни. В этой работе впервые рассматривается вопрос о влиянии древнего рельефа на формирование ледниковых форм.

В монографии С. А. Яковлева (1926) содержится детальное описание четвертичных отложений и рельефа окрестностей Ленинграда, излагаются взгляды автора на поздне- и послеледниковую историю Приневской впадины, происхождение долины р. Невы и т. д. С. А. Яковлев придерживался первоначальной точки зрения Де Геера об истории Балтики и рассматривал развитые в районе Ленинграда береговые линии приледниковых озер как иольдиевые и анциловые.

В 30-х годах К. К. Марков и И. И. Краснов, изучая ленточные отложения окрестностей Ленинграда, осуществили увязку с абсолютной геохронологической шкалой, разработанной в Финляндии и Швеции. При изучении древних береговых линий ими был применен новый вариант схемы Де Геера, дополненный Рамсеем (Ramsay, 1928). В результате исследований выяснилось, что иольдиевое море, имело здесь ограниченное распространение.

В течение 1931—1934 гг. были опубликованы работы К. К. Маркова по поздне- и послеледниковой истории окрестностей Ленинграда, северо-западной части Ленинградской области, побережья Ладожского и Онежского озер. Наиболее крупной из них явилась монография 1931 г., охватывающая широкий круг вопросов, связанных с четвертичными отложениями района, многие из которых нашли принципиально иное решение, нежели в монографии С. А. Яковлева. Для стратиграфического расчленения поздне- и послеледниковых осадков автором широко использованы спорово-пыльцевой и диатомовый анализы. Этот труд К. К. Маркова является одним из первых примеров палеогеографического подхода к изучению четвертичных отложений и геоморфологии. В работах, посвященных вопросам палеогеографии и стратиграфии ледникового времени, К. К. Марков (1931а, 1931б, 1939, 1940) на примере Северо-Запада европейской части СССР делает ряд общих выводов о характере изменений географической обстановки в ледниковые и межледниковые эпохи, об отличительных признаках трансгрессивных и регрессивных циклов в развитии древних водоемов, о различных типах ледниковых ландшафтов и т. п.

В 30—40-е годы появляются статьи Е. Хюшпя, М. Саурамо, С. А. Яковлева, К. К. Маркова, Б. Ф. Землякова и др., касающиеся поздне- и послеледниковой истории Балтики и дискуссионного вопроса о существовании позднеледникового беломорско-балтийского соединения.

К этому же периоду относятся работы Н. Н. Соколова (1934а, 1934б) о рельефе Валдайской возвышенности и некоторых вопросах ледниковой геоморфологии, в которых автор приводит подробное описание ледниковых форм области краевых образований и делает ряд важных выводов о связи дочетвертичного и ледникового рельефа, о приуроченности современной речной сети к древним доледниковым долинам, о своеобразии и особенностях формирования холмистых ландшафтов и равнин. Происхождению рельефа Валдайской возвышенности в доледниковое и ледниковое время посвящены также статьи С. Ф. Егорова (1930) и И. Я. Ермилова (1938).

В указанный период представления о стратиграфии четвертичных отложений значительно эволюционировали по сравнению с предыдущим этапом. Появление новых данных о строении четвертичного покрова,

расширение геоморфологических исследований позволили перейти от концепции двукратного оледенения Русской равнины к более сложному стратиграфическому делению. Различными исследователями был предложен ряд схем расчленения четвертичной толщи на территории Северо-Запада.

Г. Ф. Мирчинк (1920) на основании изучения остатков фауны и флоры, распространения поясов конечных морен, горизонтов лёссов и т. д. пришел к выводу о возможности применения стратиграфической концепции Пенка—Брюкнера для расчленения четвертичных отложений Русской равнины и выделил в пределах указанной территории отложения четырех ледниковый (гюнцского, миндельского, рисского, вюрмского), разделенных осадками трех межледниковий.

В 1931 г. со своей стратиграфической схемой, разработанной на материале, собранном в бассейне рр. Ловати и Шелони, выступил И. В. Даниловский. Его схема также полностью соответствует альпийской шкале. Расчленение четвертичной толщи производится автором на основании изменений фауны пресноводных моллюсков и разницы внешнего вида морен.

И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939) в своей монографии выдвигают концепцию трех самостоятельных оледенений — лихвинского, днепровского (разделенного на две стадии — днепровскую и московскую) и валдайского. В этой работе большое место уделено реконструкции палеогеографических условий ледниковых и межледниковых периодов и впервые выдвинуто положение о метакронности событий ледникового времени.

А. И. Москвитин (1939) расчленил последнее ледниковье на нижний (калининская и выпшневолоцкая фазы) и верхний (остапковская и валдайская фазы) вюрм, разделенные длительным интерстадиалом.

К описываемому периоду относятся первые картографические сводки по четвертичным отложениям Русской равнины: карта четвертичных отложений Ленинградской области и Карельской АССР масштаба 1 : 1 000 000, составленная С. П. Качуриным и Н. Н. Соколовым и вошедшая в атлас, изданный ГЭНИИ в 1934 г.; обзорная карта четвертичных отложений европейской части СССР и сопредельных территорий масштаба 1 : 2 500 000, составленная в 1932 г. большим коллективом авторов под общей редакцией С. А. Яковлева; карта четвертичных отложений территории северо-запада Русской платформы от г. Ленинграда до г. Москвы (в пределах 19-го листа международной четвертичной карты Европы) масштаба 1 : 1 500 000, составленная к III Международной конференции INQUA в 1936 г., под редакцией С. А. Яковлева и Г. Ф. Мирчинка.

Эволюции стратиграфических представлений в значительной мере способствовали успехи спорово-пыльцевого и диатомового анализов. Диатомовая флора северо-запада Русской равнины изучалась В. С. Порецким, А. П. Жуже, В. С. Шешуковой. Развитие спорово-пыльцевого метода связано с работами В. С. Доктуровского (1930), К. К. Маркова (1931б, 1933, 1939), М. И. Нейштадта (1936, 1940), И. М. Покровской (1936а, 1936б), В. Н. Сукачева (1936), К. И. Солоневича (1938), Г. А. Благовещенского (1940) и др. Спорово-пыльцевой анализ впервые начинает использоваться в практике геологических исследований; в этот период получен ряд палинологических характеристик межледниковых, позднеледниковых и голоценовых разрезов. Вместе с тем отсутствие четких палеоботанических критериев для выделения тех или иных межледниковий и ряд недостатков в методике обработки проб, не всегда позволяющих получить полную палинологическую характеристику отложений, привели к тому, что зачастую стратиграфическое положение одних и тех же раз-

резов трактовалось различными исследователями по-разному. В этом отношении весьма характерной является мгинская морская толща, возраст которой составлял предмет оживленных дискуссий на протяжении описываемого и последующих периодов.

В 1921 г. Н. В. Потулова обнаружила в обнажении на р. Мге черную глину с фауной, залегающую между двумя горизонтами морен, которая первоначально была отнесена ею к осадкам позднеледникового иольдиевого моря. Несколько позднее Н. В. Потулова высказывается в пользу миядель-рисского возраста этих отложений. А. М. Жирмундский рассматривал указанную толщу как отложения последнего, IV межледниковья, залегающие между вюрмом и неовюрмом. Стратиграфическое положение мгинских глин являлось предметом дискуссии во время экскурсии участников II Международной конференции INQUA. Большинство исследователей пришло к выводу о принадлежности их к межстадиальным образованиям последнего оледенения. В 1936 г. вышла статья И. М. Покровской (1936а), которая впервые произвела анализ ископаемой пыльцы из мгинских отложений и составила спорово-пыльцевую диаграмму, позволявшую автору предположительно датировать мгинскую толщу как межстадиальную, залегающую ниже аллереда. К этому же выводу приходит Б. Ф. Земляков и Е. Хюппя. Н. Н. Соколов (1936) также склонен считать мгинские отложения скорее межстадиальными. В то же время М. Э. Янишевский, Б. З. Скороход, В. Занс, Г. Брандер, А. Клеве-Эйлер, М. А. Лаврова, Б. З. Менакер на основании анализа диатомовых водорослей и фауны из мгинских слоев синхронизировали их с морскими межледниковыми отложениями Восточной Пруссии, Дании, Литвы, Северной Двины и относили к рисс-вюрмской межледниковой эпохе. На принадлежность мгинских отложений к днепровско-валдайскому (рисс-вюрмскому) межледниковью указывали также И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939).

Рассмотренный период явился весьма плодотворным. На базе значительно возросших исследований появилось много оригинальных работ как по отдельным районам этой территории, так и имеющих общий характер. Именно в это время были выработаны методика и основные принципы исследований, среди которых особенно важное значение имеет идея о необходимости палеогеографического подхода к решению стратиграфических задач, высказанная в работах К. К. Маркова. Появляются первые стратиграфические схемы; положено начало привлечению палеонтологических и других методов; разрабатываются проблемы генезиса и эволюции ледниковых ландшафтов Северо-Запада. Основные дискуссии этого периода разворачиваются вокруг вопросов о количестве оледенений, стратиграфическом положении мгинской толщи, поздней и послеледниковой истории окрестностей Ленинграда и существовании позднеледникового беломорско-балтийского пролива.

III период охватывает промежуток времени от первых послевоенных лет до 1955—1957 гг. В это время Северо-Западным геологическим управлением и Ленинградским университетом производятся съемки средних и отчасти крупных масштабов, сопровождаемые бурением, в центральной и южной частях Псковской области, на Валдайской возвышенности, в верхнем течении р. Луги и в других местах.

К послевоенным годам относится ряд наиболее важных работ Н. Н. Соколова, касающихся стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада (1946, 1947а, 1947б, 1948), уточнения границ оледенений, некоторых проблем общей и региональной геоморфологии (1946, 1948, 1949, 1955). В пределах валдайского оледенения им впервые выделяется, на основании главным образом геоморфологических данных, семь стадий от-

ступания, получивших названия максимальной, едровской, валдайской, крестецкой, лужской, ленинградской и финской.

Начиная с 1947 г. А. И. Москвитин трактует выделенные им ранее фазы и стадии вюрма как самостоятельные оледенения — калининское и осташковское (в свою очередь состоящие из ряда фаз, стадий и интерстадиалов), разделенные молого-шекснинским межледниковьем, которое автор, по данным палинологического анализа, считает более холодным, чем микулинское.

И. В. Даниловский (1955), развивая схему, выдвинутую им в 30-е годы, также выделяет в вюрмском ледниковье несколько стадий и интерстадиалов.

С. А. Яковлев (1956), анализируя данные о различных «моренных и межморенных горизонтах», ярусах лёсса, речных и морских террасах и т. д., приходит к выводу о восьмикратном оледенении Русской равнины. В верхнем плейстоцене («новом отделе») им выделены отложения четырех ледниковий, разделенные морскими (северная, бореальная, онежская и мгинская трансгрессии) и соответствующими континентальными межледниковыми толщами.

В 1953—1957 гг. А. А. Алейников на основании личных многолетних исследований главным образом рельефа, а также четвертичных отложений Северо-Запада производит расчленение валдайского оледенения на пять стадий: березинскую, двинскую, лужскую, невскую и финскую.

К указанному периоду относится ряд работ, доказывающих самостоятельность московского оледенения (Москвитин, 1946; Соколов, 1946, 1947; Шик, 1957б).

Продолжается дискуссия о стратиграфическом положении мгинской морской толщи. М. А. Лаврова (1946), Н. Н. Соколов (1948), Г. И. Горецкий (1949) высказываются в пользу рисс-вюрмского возраста этих отложений. С. А. Яковлев (1956) и И. М. Покровская (Пыльцевой анализ, 1950) относят мгинские глины к последнему, IV новомежледниковью.

В области геоморфологии, кроме перечисленных выше работ Н. Н. Соколова, которые легли в основу современных представлений о зональности ледникового рельефа, необходимо также упомянуть статьи Е. В. Рухиной (1946, 1957) и С. М. Шика (1957а, 1960) о погребенных дочетвертичных долинах.

Из картографических работ послевоенного периода следует отметить карту четвертичных отложений европейской части СССР, составленную в 1950 г. коллективом сотрудников отдела четвертичной геологии ВСЕГЕИ под руководством С. А. Яковлева в масштабе 1 : 2 500 000. Эта карта отличается от предыдущих (1932 и 1936 гг.) выделением осадков пяти самостоятельных ледниковий и большей детальностью.

В послевоенные годы возрастает значение спорово-пыльцевого метода для стратиграфии четвертичных отложений. К 1950 г. среди палинологов и геологов сложилось два основных направления. И. М. Покровская, С. А. Яковлев и др., ссылаясь на постоянство видового состава флоры в течение всего четвертичного периода, утверждали, что возможности применения спорово-пыльцевого анализа в стратиграфических целях весьма ограничены. В. П. Гричук, А. И. Москвитин полагали, что отличительные признаки для отдельных эпох четвертичного периода следует искать не только во флористических, но и во флорогенетических и ценогенетических различиях. В монографии 1950 г. В. П. Гричук уже наметил характерные черты растительности климатических оптимумов лихвинского и микулинского межледниковий.

В работах этого периода К. И. Солоневича (1946), В. П. Гричука и М. П. Гричук (1950), Г. Н. Лисицыной (1959) впервые поднимается весьма

важный вопрос о перигляциальной флоре как своеобразном комплексе растительности, не находящем аналогов в современную эпоху. Большой фактический материал, а также ряд палеогеографических и стратиграфических выводов содержится в монографии М. И. Нейштадта (1957).

Рассмотренный период характеризуется появлением крупных работ теоретического характера и значительным усложнением стратиграфических представлений. Различными исследователями предлагается ряд принципиально отличных стратиграфических схем расчленения четвертичных отложений; наибольшие разногласия имеют место по вопросу расчленения верхнего плейстоцена. В объеме этого отдела большинство исследователей выделяет одно ледниковье, состоящее из нескольких стадий и межстадиалов; другие же — от двух до четырех самостоятельных оледенений, разделенных межледниковыми эпохами. Благодаря работам Н. Н. Соколова значительно расширились представления о ледниковом рельефе области последнего оледенения и закономерностях его формирования. Крупных успехов достигли исследования в области палинологии, наметившие возможности стратиграфического расчленения четвертичной толщи на основании палеоботанических данных.

IV период охватывает последнее десятилетие. Начиная с 1955 г. Северо-Западным геологическим управлением почти на всей рассматриваемой территории производятся геолого-съёмочные работы.

В результате этих работ, сопровождаемых бурением, было обнаружено значительное количество новых разрезов, весьма интересных со стратиграфической точки зрения, позволивших обосновать, в той или иной степени, стратиграфические схемы (легенды), в соответствии с которыми в настоящее время издаются государственные карты четвертичных отложений. Для рассматриваемой территории принята схема, разработанная М. Е. Вигдорчиком, Д. Б. Малаховским и Э. Ю. Самметом (1962) на основе стратиграфических воззрений Н. Н. Соколова, К. К. Маркова и М. А. Лавровой. В этой схеме произведено расчленение валдайского оледенения на стадийальные и межстадийальные горизонты; последние впервые находят палеоботаническое обоснование.

Указанные годы характеризуются дальнейшим развитием четвертичной геологии. Значительное количество работ было издано к VI конгрессу INQUA. В 1961 г. вышла в свет монография «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины», составленная коллективом геологов Москвы и Ленинграда под руководством К. К. Маркова. Монография представляет сводку материалов, базирующуюся на данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов, находок фауны и стоянок доисторического человека. Стратиграфия древнейших образований нижнего плейстоцена из-за небольшого количества имеющегося материала освещена в ней наименее полно. В средний плейстоцен входят лихвинское межледниковье, днепровское ледниковье, одинцовское межледниковье и московское ледниковье. Отложения микулинского горизонта охарактеризованы наиболее подробно как в геологическом, так и в палеоботаническом отношениях (в работе приводятся данные по 80 разрезам). Последний признан опорным горизонтом, наиболее надежным уровнем для корреляции. В отношении стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых отложений, более молодых, чем микулинские, авторы монографии не пришли к единому мнению, однако вопрос о существовании молого-шексинского межледниковья и IV нового (мгинского) межледниковья, а также калининского и IV нового (карельского) ледниковья всеми авторами решается отрицательно. К монографии приложена карта четвертичных отложений северо-запада Русской равнины масштаба 1 : 2 500 000.

В 1961 г. в сборнике «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР» Н. И. Апухтин и С. В. Яковлева изложили свою стратиграфическую схему, построенную на основе взглядов С. А. Яковлева (1956) и данных, полученных в результате геологосъемочных работ и бурения на Карельском перешейке. Здесь выделено шесть «моренных горизонтов», каждый из которых, по мнению авторов, свидетельствует о самостоятельном оледенении, и пять межморенных толщ, соответствующих межледниковьям. При этом верхняя морена («карельского оледенения») принимается авторами за своего рода маркирующий слой, от которого ведется вниз счет ледниковых и межледниковых горизонтов.

А. А. Алейников (1960, 1963) продолжает уточнять и детализировать стратиграфическую схему, выдвинутую в 1953 г. Работа 1964 г., посвященная четвертичным отложениям и геоморфологии пограничных районов РСФСР, Белоруссии, Прибалтики, подводит итог многолетним наблюдениям автора и отличается большой детальностью, однако не учитывает новых данных геологических съемок.

В 1965 г. вышел в свет I том монографии К. К. Маркова, Г. И. Лазукова и В. А. Николаева «Четвертичный период», в которой приводится интерпретация важнейших результатов исследований, связанных с восстановлением палеогеографических условий ледникового периода на территории СССР.

В этом же году была издана работа А. И. Москвитина «Плейстоцен европейской части СССР». В ней критически разобраны все последние исследования в области стратиграфии четвертичных отложений с точки зрения субъективных стратиграфических воззрений автора.

К VII конгрессу INQUA, состоявшемуся в 1965 г., были опубликованы монографии «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода» под редакцией М. И. Нейштадта и «Последний европейский ледниковый покров» под редакцией И. П. Герасимова. В первой работе, в разделе «Верхний плейстоцен» Н. С. Чеботаревой и др., обобщены результаты палеоботанических и радиоуглеродных исследований ряда разрезов микулинского межледниковья и межстадиальных образований верхнего плейстоцена в области валдайского оледенения и перигляциальной зоне последнего. Авторы монографии впервые делают попытку привязать стратиграфическую схему [за основу которой была взята схема М. Е. Вигдорчика, Д. Б. Малаховского и Э. Ю. Саммета (1962), несколько видоизмененная и дополненная] к геохронологической шкале на основании единичных радиоуглеродных датировок. В разделе «Голоцен» (М. И. Нейштадт и др.) приведен фактический материал по отдельным разрезам болотных отложений и излагается ряд общих выводов, касающихся нижней границы голоцена, возраста «пограничного горизонта» и т. д.

Монография «Последний европейский ледниковый покров», составленная коллективом исследователей, как советских, так и зарубежных, посвящена развитию и деградации последнего оледенения на территории СССР, Польши, ГДР, Северной и Северо-Западной Европы. В части, касающейся северо-запада Русской равнины (ответственный редактор Н. С. Чеботарева) дана сводка материалов по рельефу и стратиграфии четвертичных отложений области валдайского оледенения; рассматриваются основные этапы деградации ледникового покрова и краевые зоны, соответствующие различным стадиям; сделан ряд выводов о темпах отступления ледника и развитии речной сети на протяжении валдайского оледенения; отдельные разделы посвящены развитию перигляциальной области в указанный период и особенностям развития Балтийского моря на территории Восточной Прибалтики.

В этой и предыдущей работах значительный интерес вызывают представления авторов о синхронизации отдельных периодов последнего оледенения, выделяемых рядом исследователей для различных регионов Северо-Запада РСФСР, Прибалтики, Польши, ГДР и ФРГ и т. п. Краевые зоны стадияльных подвижек ледникового покрова прослеживаются авторами без перерыва от Белого моря до Северного. Сопоставление стадий и межстадиалов на столь обширной территории сделано впервые.

В 1963, 1965 и 1967 гг. вышли три выпуска сборника «Baltica» (под редакцией В. К. Гуделиса), представляющего собой специальное издание международного характера, посвященное истории развития Балтийского моря. В выпусках содержится ряд статей, касающихся стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена и голоцена района Ленинграда и Карельского перешейка.

В 1966 г. был опубликован сборник «Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология», в котором представляет интерес ряд работ, затрагивающих проблемы корреляции краевых зон и синхронизации хронологических эпох на обширной территории (статьи А. А. Асеева, Л. Р. Серебрянного и А. В. Раукаса, Е. П. Зарриной, А. И. Москвитина и др.). В них отражены весьма разнообразные точки зрения на стратиграфию и палеогеографию верхнего плейстоцена. Некоторые статьи этого сборника освещают отдельные частные вопросы стратиграфии позднеледниковья и голоцена (С. А. Абрамова и Н. Н. Давыдова), развития молодых ледниковых покровов (С. В. Яковлева) и т. д.

В 1967 г. была издана монография «Геология четвертичных отложений европейской части СССР» под редакцией Н. И. Апухтина и И. И. Краснова. В монографии приводится единая стратиграфическая схема, состоящая из трех частей, в которых нашли отражение унифицированная схема европейской части СССР, принятая на совещании во ВСЕГЕИ в 1964 г.; схема Н. И. Апухтина и других для территории, расположенной севернее Онежского и Ладожского озер, не содержащая каких-либо изменений по сравнению с опубликованной ранее (Апухтин и др., 1960) и схема М. Е. Вигдорчика, Д. Б. Малаховского и Э. Ю. Саммета (1962) для остальной площади Северо-Запада, видоизмененная и сокращенная редакторами до той степени, которая позволила увязать ее со схемой Н. И. Апухтина. Судя по этой работе, Н. И. Апухтин, как и ранее, основывает свои стратиграфические построения и корреляции на сопоставлении количества моренных горизонтов в разрезах и выделении межморенных комплексов с пылью «не холоднее современной» в качестве межледниковых. Поскольку Н. И. Апухтин вплоть до настоящего времени отрицает наличие индивидуальных палинологических характеристик для различных межледниковых эпох, сопоставление конкретных разрезов имеет чисто формальный характер и приводит к такого рода недоразумениям, когда спорово-пыльцевые диаграммы опорных разрезов одного и того же (онегозерского) межледниковья отражают климатические условия: межледниковые, межстадиальные и даже приледниковые; микулинские отложения на юге территории имеют более холодную палинологическую характеристику, чем молого-шекснинские на севере, и т. д. Монография сопровождается картой четвертичных отложений масштаба 1 : 2 500 000.

Вплоть до настоящего времени продолжают дискуссии о возрасте мгинских морских отложений. В 1959 г. была опубликована статья О. М. Знаменской, в которой приведена спорово-пыльцевая диаграмма полного разреза мгинской толщи, составленная М. П. Гричук; эта диаграмма хорошо сопоставляется с диаграммами как земских морских слоев Западной Европы, так и континентальных отложений Центра европейской части СССР и Прибалтики. Е. А. Черемисинова в работах этого

периода (1957, 1959, 1960), посвященных палеогеографии мгинского моря, на основе данных диатомового анализа, также приходит к выводу о эемском возрасте мгинских слоев; в комплексе глубоководных осадков, образовавшихся во время максимума трансгрессии, ею обнаружен ряд тепловодных видов, мигрировавших из Северного моря и Атлантики. В последние годы обнаружено значительное количество новых разрезов мгинской толщи, вскрытых буровыми скважинами в районе восточного побережья Балтийского моря, на Карельском перешейке и в Южном Приладожье.

Авторы монографии «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины» (1961) считают мгинскую толщу синхронной микулинским континентальным отложениям, а спорово-пыльцевую диаграмму разреза р. Мги эталоном для этого периода. Аналогичную точку зрения высказали Г. С. Бискэ, М. А. Лаврова, Е. А. Черемиснова и др.

В то же время Н. И. Апухтин и др. (1960), следуя схеме С. А. Яковлева, отнесли мгинские морские отложения к IV (мгинскому) новомежледниковью. При этом приводимые авторами новые разрезы мгинских слоев на Карельском перешейке, по своей спорово-пыльцевой и диатомовой характеристике не похожи на известные эталонные разрезы.

Е. С. Малясова (1960) также помещает мгинскую толщу между валдайским и последним (карельским) оледенением, однако в заключительной части работы вынуждена признать, что по типу спорово-пыльцевых диаграмм время формирования мгинских морских отложений следует отнести к микулинскому межледниковью. Впоследствии Е. С. Малясова признала микулинский возраст мгинских слоев. А. И. Москвитин (1965) высказался за отнесение указанных отложений к молодого-шексинскому межледниковью.

В 1964 г. Х. А. Арслановым по образцам из мгинской толщи было получено определение возраста по C^{14} , равное $47\ 000 \pm 1400$ лет (Старик и др., 1964), при этом указывалось, что авторы считают эту датировку лишь минимальной в связи с загрязнением образцов более молодым углеродом.

В последнее время Н. И. Апухтин и И. И. Краснов (Геология четвертичных отложений. . ., 1967), игнорируя данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов, синхронизируют мгинские слои с молодого-шексинским межледниковьем, соответствующим, по их мнению, геттвейгскому интерстадиалу Западной Европы. В то же время разрез мгинской толщи, вскрытой в скв. 20 на Курголовском полуострове, выделен указанными исследователями как опорный для микулинского межледниковья.

Таким образом, несмотря на более чем 40-летнюю давность исследований и наличие к настоящему времени большого количества хорошо сопоставляемых друг с другом разрезов мгинских отложений, имеющих сходный литологический облик и исчерпывающую палеонтологическую характеристику, до сих пор не достигнуто единой точки зрения на стратиграфическое положение этого весьма важного горизонта, что значительно затрудняет и подчас делает невозможным сопоставление различных стратиграфических схем для одной и той же территории.

Весьма плодотворным для изучения четвертичных отложений и рельефа Северо-Запада были специальные совещания, посвященные палеогеографии, геоморфологии и четвертичной стратиграфии европейской части СССР (1956, 1964 гг.), краевым образованиям покровного оледенения (1961, 1964, 1968 гг.) в разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений европейской части СССР (1964 г.), вопросам стратиграфии и абсолютной геохронологии верхнего плейстоцена (1965 г.), истории озер Северо-Запада (1965, 1967 гг.) и др. Материалы

некоторых из них в настоящее время опубликованы или находятся в печати.

Из работ последнего периода, посвященных вопросам региональной геоморфологии и четвертичной геологии, следует отметить статьи Е. И. Былинского (1959) о связи формирования продольных профилей р. Волхова и притоков оз. Ильмень с сокращением уровней Ладожского и Ильменского озер; Д. Б. Малаховского (1961) и И. В. Котлуковой (1961), касающиеся Валдайской возвышенности; М. Е. Вигдорчика (1961, 1962) по Южному и Восточному Приильменью; Э. Ю. Саммета (1961, 1963) по западной части Ленинградской области; монографию «Судомская возвышенность» (Шульд и др., 1963); ряд статей Т. В. Усиковой, Е. С. Малясовой и др. (Усикова и др., 1963, 1965).

Вопросам геоморфологического районирования посвящены работы О. М. Знаменской (Знаменская, 1956; Знаменская, Романова, 1966) и Ю. А. Савинова (1966).

В 1959 г. ВСЕГЕИ была издана карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000, явившаяся первой картографической сводкой по четвертичным отложениям для территории всей страны.

При составлении этой карты для территории Северо-Запада не были учтены результаты геолого-съемочных работ послевоенных лет. На карте нашло отражение представление о синхронности оледенений и даже некоторых стадий для огромной и весьма разнородной в палеогеографическом отношении территории Советского Союза.

В 1965 г. Е. П. Зарриной и И. И. Красновым была составлена схематическая карта поясов краевых образований европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий масштаба 1 : 2 500 000. На карте выделены краевые зоны московского, калининского и оstashковского оледенений, а также некоторых стадий последних, имеющих, как правило, местные названия и не сопоставляемые друг с другом.

В 60-х годах значительное развитие получили работы по истории древних озерных бассейнов. Их результаты обобщены в сборнике «История озер Северо-Запада» (1967) по редакцией С. В. Калесника и Д. Д. Квасова. Теперь становится общепризнанным, что в течение всего валдайского оледенения существовали обширные приледниковые озера, вначале имевшие сток в бассейн Волги, а в дальнейшем в западном направлении. Отложения и береговые линии этих озер распространены практически на всей территории Северо-Запада, расположенной ниже 150 м.

Последнее десятилетие характеризуется крупными достижениями в области спорово-пыльцевого метода. Не останавливаясь на перечислении большого количества статей, посвященных конкретным вопросам применения палинологического анализа для расчленения четвертичной толщи, следует отметить в первую очередь работы В. П. Гричука, имеющие принципиально важное значение для стратиграфии четвертичных отложений. В 1961 г. была опубликована его статья о принципах стратиграфического расчленения плейстоцена на основании палеофлористических данных, вошедшая как отдельная глава в монографию «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины» (1961). Обобщая результаты своих предыдущих исследований, В. П. Гричук предлагает в качестве критерия для расчленения четвертичной системы принимать главнейшие этапы истории лесной флоры. В настоящее время преобладающим большинством исследователей признается существование определенных индивидуальных отличий в палинологических характеристиках различных межледниковых эпох, которые позволяют не только с уверенностью определять возраст тех или иных разрезов, но и производить корреляции последних на значительных площадях. Лишь отдельные геологи, в их числе Н. И. Апухтин, И. И. Краснов, ссылаясь на от-

сутствие четких стратотипов с флористической характеристикой для различных межледниковых периодов (Геология четвертичных отложений. . . , 1967), до сих пор отрицают возможность выяснения возраста межморенных осадков на основании спорово-пыльцевых определений. Благодаря дальнейшему развитию и усовершенствованию палинологического метода стали возможными выделение и систематизация более мелких климатических ритмов, а именно межстадиалов, межфазялов и межосцилляторных интервалов. Большой вклад в изучение гляциальных флор внесли В. П. Гричук (1960, 1966) и М. П. Гричук (М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960).

За последние годы стратиграфия верхнего плейстоцена и голоцена обогатилась новым методом определения абсолютной хронологии — радиоуглеродным. В 1961—1964 гг. появился ряд работ, посвященных методике радиометрических измерений и вопросам применения последних в стратиграфических целях. Значительная часть определений по C^{14} , имеющих для территории Северо-Запада, сведена в монографии «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена по данным радиоуглеродного анализа» под редакцией М. И. Нейштадта (1965) и в работе Л. Р. Серебрянного «Применение радиоуглеродного метода в четвертичной геологии» (1965а). Наиболее надежные результаты этот метод дает для изучения голоцена; многочисленные датировки хорошо согласуются с традиционной геохронологической шкалой. Возможности радиоуглеродного анализа для стратиграфии последнего ледниковья на Северо-Западе ограничены тем, что межстадиальные образования большей частью представлены здесь кластогенными толщами, не содержащими органики. В настоящее время мы располагаем единичными датировками, относящимися к последним межстадиалам (11—18 тыс. лет), которые получены большей частью для разрезов Прибалтики. Появляются первые сведения об абсолютном возрасте более ранних межстадиалов (от 25 до 53 тыс. лет). За последнее время впервые в СССР были получены более или менее близкие к истинному значению датировки микулинских отложений (Арсланов и др., 1967): более 57.9 тыс. и 63 тыс. лет. Интересно отметить, что указанные цифры относятся к разрезам у дер. Черменино в районе г. Рыбинска, которые А. И. Москвитин считал опорным для молого-шексинского межледниковья, соответствующего, по его мнению, паудорфу Западной Европы, имеющему возраст 25—30 тыс. лет.

Радиоуглеродный анализ весьма важен для корреляции разрезов, особенно тех, которые расположены на значительном расстоянии друг от друга, поскольку в сущности это единственный метод, результаты которого не зависят от влияния локальных географических условий. Однако и он не свободен от ряда ошибок, связанных главным образом с замоложением возраста осадков в связи с привнесом более молодого углерода. Весьма характерными в этом отношении являются определения абсолютного возраста микулинских отложений (от 19.5 тыс. до более 63 тыс. лет).

Характеризуя указанный период в целом, следует сказать, что за последнее десятилетие значительно расширились сведения о ранних этапах ледникового периода. Осадки неоген-четвертичного возраста, лихвинского межледниковья обнаружены в различных физико-географических областях, что позволяет сделать некоторые выводы о палеогеографических условиях этого времени на довольно обширной территории. Возросшее количество конкретных сведений о разрезе четвертичной толщи, получение ряда палинологических характеристик межстадиальных отложений дало возможность развить и обосновать более дробное расчленение отложений последнего, валдайского, оледенения. Значительно повысился интерес исследователей к изучению более мелких ин-

тервалов ледниковых эпох (стадий и межстадиалов) и сопоставлению последних в пределах Северо-Запада европейской части СССР, Прибалтики и Западной Европы. В настоящее время эти корреляции, основанные на единичных радиоуглеродных датировках и прослеживании краевых зон, имеют формальный и часто довольно спорный характер. Видимо, основной задачей дальнейших исследований является комплексное изучение опорных разрезов и сопоставление последних, что позволит установить общие закономерности и локальные особенности палеогеографических условий в каждом конкретном районе. Лишь последовательная реконструкция палеогеографической обстановки даст возможность произвести синхронизацию отдельных этапов ледникового периода на обширной территории и создать достаточно обоснованную общую схему расчленения четвертичных отложений.

Глава II

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО СУБСТРАТА

Для северо-запада Русской равнины характерна зависимость строения четвертичного покрова и облика современного рельефа от состава и формы поверхности подстилающих пород. В связи с этим представляется необходимым анализу первых предпослать общие сведения о доледниковом субстрате.

Территория Северо-Запада входит в состав трех крупнейших структурно-морфологических единиц; южного склона Балтийского щита, Латвийской седловины и Московской синеклизы. Лишь самый север Карельского перешейка и участок, примыкающий к юго-западному побережью Онежского озера, находятся в пределах открытой части кристаллического щита; на остальной территории фундамент закрыт чехлом осадочных палеозойских пород, строение которого в зоне склона Балтийского щита наиболее тесно связано со структурным планом кристаллического основания. Формирование осадочного чехла продолжается от верхнего протерозоя доныне в условиях неоднократных изменений тектонического режима.

Геотектонические процессы выразились:

1. В циклической смене толщ терригенных и карбонатных пород палеозоя.

2. В угловых и стратиграфических несогласиях как в породах кристаллического фундамента, так и в отложениях осадочного чехла.

3. В общем моноклинальном погружении фундамента с севера на юг и юго-восток и соответствующей ему моноклинальной смене комплексов палеозойских пород в близком к названному направлении.

4. В сложном рельефе поверхности фундамента: валлообразные поднятия, впадины различных размеров и амплитуд, системы разломов, участки мозаичного, блокового строения, сопровождающиеся расколами.

5. В образовании структур платформенного типа, среди которых выделяются складки основания и покрова. Как показывают результаты анализа развития отдельных структурных форм разного порядка (например, Московская синеклиза, Локновское поднятие, Лопатовская и Винская структуры), большинство из них в данном регионе развивались унаследованно, отражая неровности поверхности кристаллического фундамента, т. е. являются складками основания. Иными словами, поднятия и прогибы осадочного чехла большей частью согласованы с поверхностью фундамента. Наряду с этим в породах осадочного чехла имеется мелкая складчатость и гофрировка, не связанная со структурами фундамента (складки покрова), наблюдаемая, например, в толще переслаивания нижнего карбона на склоне карбонового плато.

6. В наличии трещиноватости верхнепротерозойских и палеозойских пород. В иотнийских образованиях, кварцито-песчаниках и габбро-диабаз в юго-западном Прионежье Д. И. Гарбар (Вигдорчик и др., 1968)

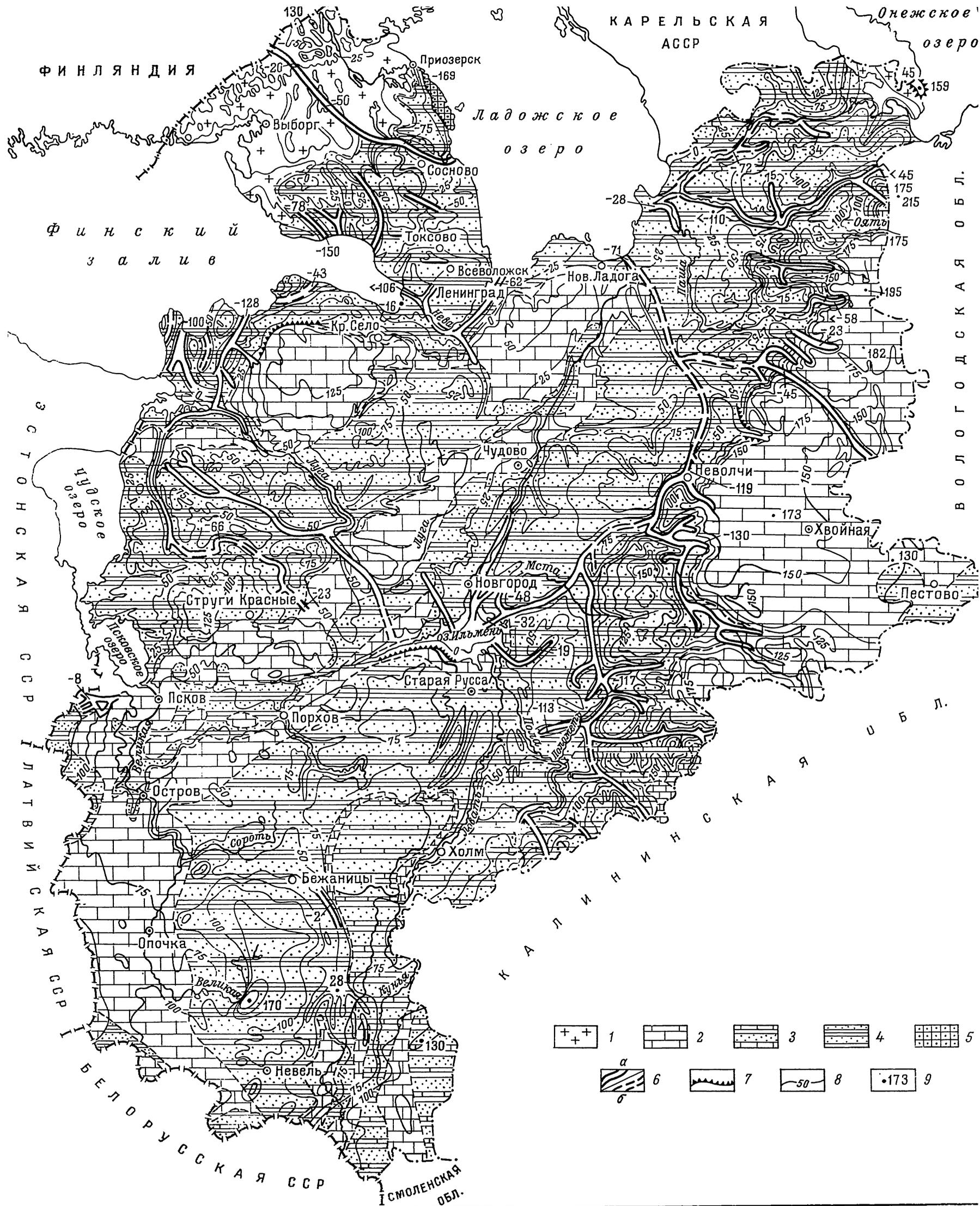


Рис. 1. Схема строения дочетвертичного субстрата. Составили Д. Б. Малаховский, А. Л. Буслович, И. П. Баканова.
 1 — кристаллические породы; 2 — карбонатные породы; 3 — переслаивание карбонатных и песчано-глинистых пород; 4 — песчано-глинистые породы; 5 — песчаники; 6 — древние долины (а — достоверные, б — предполагаемые); 7 — уступы; 8 — изогипсы поверхности дочетвертичных пород; 9 — абсолютные отметки поверхности дочетвертичных пород.

отмечает тектоническую трещиноватость трех систем: северо-западного и север-северо-западного простирания $320-350^\circ$, северо-восточного и восток-северо-восточного простирания $40-60^\circ$, а также пластовые трещины. Кроме того, в этих породах наблюдаются микросдвиги, катаклазиты, милониты, свидетельствующие о дизъюнктивной тектонике. В южном Прионежье трещиноватость в каменноугольных отложениях В. С. Кофман связывает с проявлением мезо-кайнозойских тектонических движений. Он отмечает здесь четыре системы трещин, две основных и две второстепенных, затухающих снизу вверх по разрезу при одновременном смещении ее направления: в тарусских и стешевских известняках СВ $40-43^\circ$ и СЗ $305-307^\circ$, в протвинских и среднекаменноугольных СВ $28-30^\circ$ и СЗ $337-340^\circ$. По данным Э. Ю. Саммета (1961), интенсивная трещиноватость развита в карбонатной толще ордовика. В ней наблюдаются четыре основных направления трещин: СВ $45-55^\circ$ и СЗ $315-330^\circ$, близкое к меридиональному и субширотное.

7. В проявлениях вулканизма: гдовские дислокации (Асаткин, 1938; Малаховский, Буслович, 1966); эффузивные излияния, зафиксированные буровыми скважинами в зоне Крестецкого шва (разлома кристаллического фундамента); интрузии габбро-диабазов в Западно-Онежской синклиналиной впадине.

Все перечисленные явления в той или иной степени, прямо или опосредованно, нашли отражение в строении и облике той структурно-денудационной поверхности, на которой залегают четвертичные отложения. Некоторые из них определяют и облик современного рельефа. Так, прямолинейные участки и резкие перегибы в рисунке гидрографической сети юго-западного Приильменя отразили направление трещиноватости в отложениях верхнего девона (рр. Шелонь, Перехода, Северка, Деревка, Уда, Сороть, Севка, Лыста, Ашевка).

Субстрат четвертичной толщи на северо-западе рассматриваемой территории (Карельский перешеек), в пределах открытой части Балтийского щита, имеет грядовый рельеф. На всей остальной площади в области распространения палеозойских пород осадочного чехла ложе четвертичных отложений представляет собой ступенчатую равнину (рис. 1, см. вкладку).

Не останавливаясь детально на описании палеозойских пород (которые в виде полос, простирающихся с юго-запада на северо-восток, моноклиналино сменяют друг друга в стратигической последовательности от нижнекембрийских до пермских), рассмотрим их комплексы, обладающие различной устойчивостью к денудации. Попутно приведем примеры структур, рельефообразующая роль которых в строении ложа четвертичных отложений установлена с той или иной степенью достоверности.

Литология палеозойских пород наряду с тектоническим фактором имела большое значение в формировании облика дочетвертичной поверхности в период длительного континентального субаэрального режима, предшествующего эпохе оледенений.

В северо-западной части Карельского перешейка, примерно до линии г. Приморск—оз. Отрадное, ложем четвертичной толщи служат кристаллические породы: граниты рапакиви, микроклиновые граниты, гранито-гнейсы, а на западном побережье Ладожского озера, к югу от Приозерска, кварциты и кварцито-песчаники протерозоя. Здесь по линии контакта магматических и метаморфических пород в меридиональном направлении в поверхности субстрата прослеживается уступ высотой около 200 м. Дочетвертичная поверхность на севере Карельского перешейка имеет холмисто-грядовый, расчлененный рельеф. Наиболее высокие холмы и гряды сосредоточены в самой северной части описываемой территории. Вершины их достигают высоты 115—130 м. Холмы разделяются корыто-

образными прямолинейными ложбинами, четко ориентированными с северо-запада на юго-восток. Относительные превышения колеблются от 10—15 до 60—80 м. Самые низкие абсолютные отметки (—40, —50) установлены в пределах древней долины, протягивающейся с северо-запада на юго-восток в центре северной части Карельского перешейка, на границе интрузий гранитов рапакиви, развитых к западу от нее, и микроклиновых гранитов, распространенных восточнее этой долины. В целом поверхность субстрата четвертичной толщи в указанном районе понижается и вышоложивается с северо-запада на юго-восток от 60—130 м до 5—10 м.

Далее в том же направлении кристаллические породы сменяются комплексом рыхлых песчано-глинистых отложений верхнего протерозоя (гдовский, котлинский горизонты), нижнего и среднего кембрия и нижнего ордовика. Переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, пески, алевроиты и глины занимают южную часть Карельского перешейка и протягиваются полосой от южного побережья Финского залива до южного берега Ладожского озера. В субстрате четвертичной толщи здесь выработана Балтийско-Ладожская (Кембрийская) низина, опускающаяся от центра Карельского перешейка на юг, восток и запад до абсолютных высот, близких к $10 \div 75$ м. В центральной части Карельского перешейка, южнее оз. Мичуринского, располагается выступ кембрийских песчано-глинистых пород с абсолютными высотами около 50 м. Низина интенсивно расчленена сетью древних долин, ориентированных в двух направлениях: с северо-запада на юго-восток и перпендикулярно к нему. Наиболее низкие установленные в этом районе абсолютные отметки днищ древних долин колеблются от —100 до —150 м.

Далее к юго-востоку от низовьев р. Сяси до северо-восточного берега Чудского озера, дочетвертичная поверхность сложена преимущественно карбонатными породами ордовика: известняками, мергелями и доломитами, бронирующими поверхность Ордовикского плато. Ширина полосы выходов этих пород меняется от 5 до 50 км. С северо-запада она ограничена склоном («куступом» Ордовикского плато); последний имеет максимальную высоту (до 75—80 м) и ширину (до 5—8 км) в районе ст. Котлы—пос. Копорье, откуда понижается к западу и востоку до 10—15 м; минимальная ширина (1—1.5 км) отмечена в нижнем течении рр. Мги и Тосны; на междуречье Мги и Волхова наблюдается повышение древнего уступа до 40—50 м. В пределах междуречья Луги и Ижоры полоса выходов устойчивых карбонатных пород расширяется, образуя плоскую возвышенность с абсолютными высотами до 150 м. Вторая, менее высокая (до 60 м), возвышенность в субстрате четвертичной толщи образована теми же породами на междуречье Мги и Волхова. В юго-восточном направлении карбонатные породы ордовика сменяются терригенными породами песчано-глинистой толщи среднего и верхнего девона, в которой известняки и мергели имеют подчиненное значение. Полоса песчано-глинистых отложений протягивается от восточного побережья Чудского озера почти до низовьев р. Волхова, слагая северо-западную окраину обширной ступенчатой низины, занимающей центральную часть описываемого региона (Девонской низины). Абсолютные высоты колеблются здесь от 50 до 10—20 м, в целом понижаясь с северо-запада на юго-восток. Поверхность ступени слабо расчленена, за исключением района между р. Лугой и Чудским озером, где имеется сеть древних долин, ориентированных с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Наиболее низкие абсолютные отметки в этой системе древних долин наблюдаются в районе г. Луги (—54 м) и пос. Ляды (—73 м).

В самой юго-западной части низины, в верховьях р. Псковы, имеется изолированная возвышенность с абсолютной высотой 110 м, которая связана с тектоническим валом субширотного направления в девонских

породах. Вал имеет длину свыше 30 км при ширине 14 км и относительную высоту 60—70 м. Другая возвышенность, значительно меньших размеров, ориентированная меридионально, с абсолютной высотой до 90 м расположена в 15 км к востоку от Чудского озера и в 25 км юго-востоку от г. Гдова. Она связана, по-видимому, с вулканическими образованиями — гдовскими дислокациями (Асаткин, 1938; Малаховский, Буслевич, 1966).

Украина описываемой ступени от долины р. Великой до долины р. Тигоды и низовьев р. Сяси бронирована известняками карбонатной толщи верхнего девона и отличается более ровным рельефом, чем район развития песчано-глинистых пород. Абсолютные высоты колеблются здесь от 50—70 до 25—40 м, снижаясь на северо-восток.

В районе отрогов возвышенности Хаанья прослеживается повышение дочетвертичной поверхности до абсолютных высот 100—105 м, связанное с Локновским поднятием (Паасикиви, 1966). Последнее представляет собой унаследованную структуру (складку основания) со смещенным структурным планом. В пределах описываемой территории это Печерский купол Хааньско-Локновской брахиантиклинали.

Вся центральная часть рассматриваемого региона к юго-востоку и к северо-востоку от полосы распространения пород карбонатной толщи верхнего девона сложена песчано-глинистыми породами пестроцветной толщи верхнего девона с прослоями известняков и доломитов. В них же выработана центральная, осевая, пониженная часть Девонской низины по линии: долина р. Шелони—оз. Ильмень—долина р. Волхова. Наиболее низкие отметки этого крупного желобообразного понижения в субстрате четвертичной толщи колеблются от 0 до 15 м. К самой пониженной его части приурочены Грузинская котловина с абсолютными отметками до —2 м и Ильменская котловина с отметками от 10 до —15 м. Последняя возникла на месте ядра разрушенной брахиантиклинали в верхнедевонских отложениях (Юфман, 1966; Малаховский, 1966). Разрушенная брахиантиклинальная складка намечается и к юго-востоку от г. Сольцы, в пределах той части осевого понижения Девонской низины, к которой приурочена долина р. Шелони.

Древние долины, расчленяющие котловину оз. Ильмень, имеют радиальную ориентировку. Наиболее низкие абсолютные отметки, зафиксированные в них, приближаются к —50 м. Остальные древние долины имеют ориентировку, параллельную и перпендикулярную оси понижения Девонской низины.

На севере, в южной части Онежско-Ладожского перешейка, Девонская низина замыкается двумя возвышенностями. Одна из них, расположенная к северу от г. Подпорожья (абсолютная высота 150 м), приурочена к центральной части Онежско-Ладожского горста и сложена песчано-глинистыми породами кембрия и девона. Вторая возвышенность, южная оконечность Шокшинской гряды высотой до 160 м, представляет собой цепочку выступов кристаллических пород (габбро-диабазов и кварцито-песчаников протерозоя), вытянутых вдоль юго-западного побережья Онежского озера в районе пос. Шелейки и приуроченных к восточному борту Западно-Онежской иотгинской синеклизы. Восточный склон гряды крутым уступом (высотой свыше 100 м) обрывается в сторону Онежского озера.

Южная часть Девонской низины является наиболее повышенной. Здесь абсолютные высоты поверхности коренных пород колеблются от 80 до 120 м.

Вблизи ст. Пустошка в субстрате четвертичной толщи установлена изолированная возвышенность высотой до 170 м, природа которой в настоящее время еще не выяснена. К востоку от пониженной центральной части Девонской низины четвертичная поверхность выработана также в породах

пестроцветной толщи верхнего девона. Она постепенно, местами ступенчато, поднимается от абсолютных высот, близких к 0, до отметок 50—60, 70—80 м к подножию склона Карбонового плато. На этом фоне выделяются пологие возвышенности. Так, повышение ложа четвертичной толщи к востоку от оз. Ильмень М. Е. Вигдорчик (1962, 1966), связывает с Беглово-Винской структурой, заложившейся в период континентального перерыва между девоном и карбоном, А. А. Рукояткин (1966) — с двумя мелкими неотектоническими антиклиналями: Невской и Вязовской.

Повышение поверхности коренных пород (до 80—90 м) к югу от пос. Любытино, отделяющее Мстинскую впадину (см. ниже) от Девонской низины, также приурочено к поднятию типа структурного мыса, прослеженного по данным бурения по подошве биловского горизонта верхнего девона (Остромецкая, Котлукова, 1966).

Приблизительно четверть рассматриваемой территории занимает так называемое Карбоновое плато, располагающееся на востоке и юго-востоке региона. Поверхность плато ровная, полого понижающаяся к юго-востоку. Наиболее повышенная водораздельная полоса с абсолютными отметками 170—190 м простирается с север-северо-востока на юг-юго-запад по линии оз. Леринское—пос. Абрамова Гора—пос. Чудцы—пос. Анхимово—оз. Пелено—ст. Угловка—оз. М. Городно—водоразделы рр. Поломети и Явони, Куянки и Шеберихи. Крупным понижением, располагающимся в пределах Карбонового плато (однако генетически с ним не связанным), является Мстинская впадина, делящая плато на две части. В северной части поверхность плато расположена в основном в пределах отметок 150—175 м. На юго-востоке, близ границы рассматриваемой территории, в районе поселков Сомино, Мошенское, Опеченский Посад, она снижается до 125—100 м. Южная часть плато характеризуется пересеченным рельефом с колебанием высот до 50 м. С поверхности плато сложено в основном бронирующей толщей известняков и доломитов нижнего и среднего карбона, западная его окраина между рр. Мстой и Полометью—песчано-глинистыми породами, а южнее р. Поломети — чередованием карбонатных и песчано-глинистых пород нижнего карбона и верхнего девона. В районе пос. Пестово поверхность плато сложена маломощными песчано-глинистыми осадками пермского возраста, перекрывающими каменноугольные известняки. На дне Мстинской впадины выходят девонские песчано-глинистые осадки на абсолютных высотах около 60 м.

Склон Карбонового плато (Карбоновый уступ) выработан в карбонатных и песчано-глинистых породах нижнего карбона и верхнего девона. Севернее р. Капши (за исключением района дер. Хмельозера) в рельефе субстрата уступ почти не выражен. Южнее до долины р. Мсты на значительном протяжении он, напротив, прослеживается наиболее четко, ширина его здесь составляет 5—15 км при относительном превышении 75—100 м. Довольно четко Карбоновый уступ выделяется также на юго-востоке региона, от р. Большой Тудер до р. Поломети. Здесь ширина его составляет 20—25 км при той же высоте.

На междуречье Мсты и Поломети склон Карбонового плато, выработанный в песках и глинах, выражен хуже, чем в указанных выше районах. Карбоновый уступ и прилегающая к нему часть плато расчленена довольно густой сетью древних долин, ориентированных и открытых на северо-запад.

Древние долины являются неотъемлемой частью дочетвертичного рельефа региона. Они составляют разветвленную эрозионную сеть и, как было указано, прослежены в различных частях рассматриваемой территории. Большинство выявленных древних долин приурочено к Карбонному уступу и Кембрийской низине, однако и в пределах центральной части района вскрыты фрагменты долин, которые позволяют с известной

степенью достоверности реконструировать рисунок древней гидрографической сети на всей описываемой территории. При анализе последнего можно предположить, что, как и в настоящее время, часть рек впадала непосредственно в Балтийское море, другие же реки относились к бассейну Ладожской котловины. Последняя, видимо, соединялась с впадиной Финского залива через магистральную долину, проходившую вдоль глинта. На Карельском перешейке направление древних долин обычно юго-восточное, а в предглинтовой зоне — северо-западное и северо-восточное. Строгая ориентировка доледниковых эрозионных врезов объясняется здесь некоторыми исследователями приуроченностью к зонам тектонических нарушений фундамента и осадочного комплекса (Саммет, 1961), что отчасти подтверждается геологическими и геофизическими данными. Так, участок древней долины р. Луги приурочен к полосовой магнитной аномалии, возможно, фиксирующей контакт между архейскими толщами (Головин и др., 1965). Прадолина р. Вуоксы возникла на контакте массива гранитов-рапакиви и вмещающих пород архейского комплекса.

Наиболее изучены долины, секущие склон Карбонового плато на всем его протяжении и являвшиеся, видимо, правыми притоками крупной магистральной долины, приуроченной к подножию уступа. Она более или менее достоверно прослежена буровыми скважинами между городами Демянском и Тихвином. На южном берегу Ладожского озера у пос. Сясьстрой известны низкие абсолютные отметки, по-видимому, свидетельствующие о наличии здесь глубокого древнего эрозионного вреза. На участке Сясьстрой—Тихвин имеются только косвенные доказательства существования предчетвертичных врезов. Древние долины, известные в районе оз. Ильмень, вероятно, соединялись с магистральной, огибающей северную окраину Бегловского вала. По-видимому, непосредственно в Ладожское озеро впадали прареки, направление которых отчасти повторяют современные тальвеги рр. Опяти, Тукши, Ошты, а также Свири (в ее нижнем и среднем течении) и Паши (в нижнем течении). Ряд древних долин изучен на северо-западе района между Чудским озером и оз. Ильмень. Можно предположить, что последние направлены к оз. Ильмень. К ним на отдельных участках приурочены рр. Плюса, Луга и др. Древний водораздел между ними и реками, впадающими в Финский залив, прослеженный большим количеством разведочных скважин, в виде узкой полосы протягивается от г. Сланцы до среднего течения р. Луги. Эта эрозионная сеть, возможно, соединялась с котловиной оз. Ильмень через прадолину Луга—Кйба—Мшага—Шелонь. К южному побережью Псковского озера приурочены врезы, открывающиеся на запад, в прадолину р. Гауи.

В тех немногих случаях, когда коренные породы в древних долинах фиксируются большим количеством буровых скважин, установлено, что последние характеризуются значительной глубиной (от 50 до 220 м и более) при небольшой ширине (до 1—2 км), V-образным или каньонообразным поперечным профилем со склонами до 30—35°.

Несколько примеров: глубина древних долин у ст. Неболчи — около 220 м, на р. Мсте, в районе пос. Любытино, — 200 м, у Пашозера (северная часть Валдайской возвышенности) — свыше 230 м, долина рр. Ояти—Тукши (Игнаговские барки, к востоку от пос. Андроновское) — свыше 180 м, у пос. Приветнинское (северное побережье Финского залива) — около 150 м, у оз. Копанского (южное побережье Финского залива) — 140 м, у г. Луги — 125 м, и т. д.

Следует учесть, что при данной степени изученности погребенной гидрографической сети трудно установить, к долинам какого порядка приурочены наиболее низкие абсолютные отметки, а также являются ли они отметками их склонов или тальвегов, верховий или низовий.

Самые низкие известные отметки, приуроченные к доледниковым долинам, составляют от —130 м (оз. Копанское и пос. Любытино) до —150 м (пос. Приветнинское). Древние врезы в дочетвертичных породах различного возраста и литологического состава, в том числе даже в рыхлых песчано-глинистых отложениях, сохраняют одинаковый облик. Все это несомненно свидетельствует о кратковременности и интенсивности эрозионного цикла.

Принимая поверхность коренных пород в качестве доледниковой, следует помнить, что при сохранении ее основных элементов до настоящего времени отдельные черты этой поверхности в четвертичную эпоху могли быть изменены под влиянием экзарационной деятельности ледников, встречавших на своем пути ложе, неоднородное как по рельефу, так и по устойчивости слагающих пород. Наряду с эрратическим материалом местные подстилающие породы явились источником формирования ледниковых и водно-ледниковых отложений. Неровности поверхности, по которой продвигался ледник, и различная устойчивость слагающих ее пород оказали существенное влияние на вещественный состав и распределение морены и ее производных, а также на генезис, взаимоотношение и облик ледниковых форм рельефа.

Г л а в а III

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф рассматриваемый здесь обширной территории весьма разнообразен, однако в подавляющем большинстве случаев образован единым рельефообразующим агентом — ледниковой (в широком смысле слова) аккумуляцией, связанной в основном с последним оледенением. Несомненно, что рельеф, сформировавшийся к началу валдайского оледенения, оказал существенное влияние на распределение четвертичных отложений и тем самым на характер современного рельефа.

ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ

Различные участки поверхности обладают сходной морфологией и историей развития. Поэтому приводимое ниже описание современного рельефа столь значительной территории ведется в пределах единиц геоморфологического районирования: провинций, зон и областей.¹ Следует отметить, что в большинстве случаев границы единиц районирования, выделяющиеся в современном рельефе, находят свое отражение и в рельефе поверхности дочетвертичных пород.

Геоморфологическая провинция представляет собой участок земной поверхности, выделенный по признаку преобладающего рельефообразующего фактора, сформировавшего типичные черты рельефа этой провинции (Соколов, 1948; Карандеева, 1957). Нередко на формирование рельефа почти одновременно влияют несколько факторов, в равной степени отраженных в рельефе, примером чего может служить первая из описываемых ниже провинций — провинция денудационного рельефа (северная часть Карельского перешейка). Вся остальная территория представляет собой провинцию аккумулятивного ледникового рельефа, возникшего главным образом в результате деградации последнего оледенения.

Ледниковый рельеф характеризуется зональностью. Между геоморфологическими зонами, выделенными Н. Н. Соколовым (1960), имеются различия, заключающиеся в преобладании того или иного типа аккумуляции. Так, собственно ледниковая аккумуляция свойственна зоне краевых ледниковых образований (главному конечноморенному поясу); потоковая характерна для дистальной (внешней) зоны, во внутренней или проксимальной зоне превалирует озерная аккумуляция.

¹ Впервые принципы геоморфологического районирования, также как и представление о зональности ледникового рельефа северо-запада Русской равнины, были выдвинуты Н. Н. Соколовым (1948, 1949, 1960). В данной работе выделяются те же провинции и зоны, что и у Н. Н. Соколова; районирование произведено несколько более подробно.

Проксимальная зона на данной территории выражена наиболее полно и может быть подразделена на три геоморфологические области; каждая из них представляет собой закономерное сочетание морфогенетических типов рельефа, обусловленное строением доледникового субстрата. Выделение областей в пределах других зон не производится, так как на данной территории они расположены лишь частично. Так, в пределы дистальной зоны входят, видимо, разобщенные участки различных областей, находящиеся в основном за границей описываемого региона. По этой же причине первая из упомянутых выше провинций разделена непосредственно на районы.

Район, являющийся начальной единицей геоморфологического районирования, объединяет комплекс типов и форм рельефа, в котором, как правило, один из типов является основным, а остальные имеют подчиненное значение. Он характеризуется относительным единообразием морфологического облика, повторяемостью форм и общностью происхождения. Ниже приводится предлагаемая авторами схема районирования (см. карту, вкладка).

*Провинция денудационного и ледникового
(экзарационного и аккумулятивного) рельефа*

Районы: 1) Л е с о г о р с к и й — контрастный, ориентированный с северо-запада на юго-восток грядовый рельеф, «сельги», единичные озы и моренные гряды; 2) В ы б о р г с к о - П р и о з е р с к и й — «сельгвые» гряды и холмы, водно-ледниковые и моренные равнины.

*Провинция аккумулятивного ледникового
и водно-ледникового рельефа последнего оледенения*

Проксимальная зона — аккумулятивные и абразионные равнины и изолированные аккумулятивные возвышенности.

Балтийско-Ладужская область — аккумулятивные террасированные равнины, приуроченные к впадине дочетвертичного рельефа, ограниченной с юга уступом (глингом).

Районы: 3) В о у к с и н с к о - П р и м о р с к и й — озерно-ледниковые равнины с радиально ориентированными озами, экзарационно-эрозионными ложбинами и участками камов; 4) Л у ж с к о - Н а р о в с к и й — озерно-ледниковые и морские равнины и останцы холмистого ледникового рельефа; 5) К о в а ш с к и й — озерно-ледниковая и абрадированная моренная равнина; 6) П р и н е в с к и й — озерно-ледниковые и морские равнины с береговыми валами; 7) Ю ж н о - Л а д о ж с к и й — озерная равнина с береговыми валами, размытые краевые образования.

Волховско-Ловатская область — абразионно-аккумулятивные равнины с линейными аккумулятивными образованиями.

Районы: 8) И ж о р с к и й — моренная равнина с напорными образованиями и карстовыми формами рельефа, приуроченная к доледниковому плато; 9) М г и н с к о - Т о с н е н с к и й — озерно-ледниковая равнина, на юге крупные камовые и моренные гряды; 10) Н и ж н е в о л х о в с к и й — абразионная моренная равнина, приуроченная к доледниковому плато; 11) И л ь м е н с к о - В о л х о в с к и й — озерно-ледниковая равнина, приуроченная к понижению доледниковой поверхности; наиболее пониженные участки заняты озерно-аллювиальными и озерными равнинами, размытые радиальные гряды вдоль долин рек; 12) П л ю с с к и й — абрадированная моренная и озерно-леднико-

вая равнина с участками камов, на юге крупная камовая гряда; 13) Л у ж с к о - О р е д е ж с к и й — абрадирированная моренная равнина, крупные торфяники, в центральной части района полоса размытых линейных краевых образований; 14) П о л и с т о в с к и й — абрадирированная моренная равнина, крупные водораздельные торфяники, размытые озы вдоль рек, на севере район ограничен денудационным (бурегским) уступом; 15) П р е д в а л д а й с к и й — озерно-ледниковые равнины, у подножия Валдайской возвышенности озерно-аллювиальные равнины, флювиогляциальные дельты, ложбины стока; 16) Б е г л о в с к и й — абрадирированная моренная равнина, крупный водораздельный торфяник; 17) М а л о в и ш е р с к и й — абрадирированная моренная равнина с размытыми краевыми образованиями у подножия Валдайской возвышенности; 18) Т и х в и н с к и й — озерно-ледниковая равнина с участками камового и холмисто-моренного рельефа, в центре района развиты эоловые формы; 19) П а ш с к и й — абрадирированная моренная равнина и размытые линейные маргинальные и радиальные образования; 20) С в и р с к о - О я т с к и й — террасированная озерно-ледниковая равнина; 21) И в и н с к и й — озерно-ледниковая и абрадирированная моренная равнина, приуроченная к понижению доледникового рельефа, на северо-западе района встречаются друмлины.

Лужско-Бежаницкая область. Изолированные аккумулятивные возвышенности и абразионно-аккумулятивные равнины с грядями и участками камов.

Районы: 22) Ч у д с к и й — озерно-ледниковая равнина с участками камово-грядового и эолового рельефа, приуроченная к понижению доледниковой поверхности; 23) С т р у г о к р а с н е н с к и й — холмистая возвышенность («срединный массив»), приуроченная к выступу доледникового рельефа, холмисто-моренный рельеф и камы, ложбины стока на западном и юго-западном склонах; 24) Х а а н ь я н с к и й — восточная окраина холмистого «срединного массива», приуроченного к выступу доледникового рельефа; 25) П с к о в с к и й — озерно-ледниковые и озерные равнины с моренными грядями и озами; 26) В е л и к о р е ц к и й — озерно-ледниковая равнина с участками холмисто-моренного рельефа и озами большой протяженности; 27) С у д о м с к и й — аккумулятивная ледниковая возвышенность («срединный массив»), образованная сочетанием холмисто-моренного и звонцевого рельефа; 28) С о р о т с к и й — озерно-ледниковая и озерно-аллювиальная равнины с участками камов и холмисто-моренного рельефа; 29) С е б е ж с к о - К у д е в е р ь с к и й — холмисто-моренный и камовый рельеф, встречаются озы; 30) Н е в е л ь с к о - Л о к н я н с к и й — холмисто-моренный и звонцевый рельеф (районы 29 и 30 — «срединный массив» (Бежаницкая возвышенность, приуроченная к выступу доледникового рельефа)); 31) К о т о в с к и й — аккумулятивная ледниковая возвышенность («срединный массив»), приуроченная к выступу доледникового рельефа, абрадирированная моренная равнина; 32) О р е х о в о - Т о к с о в с к и й — расчлененные камовые террасы и котловины; 33) О л о н е ц к и й — «срединный массив», приуроченный к выступу доледниковой поверхности, холмисто-грядовый моренный и камовый рельеф с участками озерно-ледниковых и моренных равнин.

Зона краевых ледниковых образований — полоса холмистого ледникового аккумулятивного рельефа, с проксимальным склоном, выраженным в рельефе в виде ската.

Районы: 34) Ш е р е х о в и ч с к о - В е п с о в с к и й — холмисто-моренный и камовый рельеф, приуроченный к доледниковой куэсте. Встречаются мелкие звонцы и карстовые формы рельефа; 35) С р е д н е м с т и н с к и й — террасированные озерно-ледниковые и озерно-аллю-

виальные равнины, приуроченные к понижению доледниковой поверхности, окаймленные полосами осцилляторных и стадиальных краевых образований; 36) Ревенецко-Осташковский — холмисто-моренный рельеф, камы, звонцы, мелкие озы, участки моренных и зандровых равнин, ложбины стока и впадины типа урштромов, куэста в доледниковом рельефе; 37) Верхнекуньинский — холмисто-моренный рельеф, камы, звонцы, локальная озерно-ледниковая равнина.

Дистальная зона — аккумулятивные водно-ледниковые равнины и размытые краевые образования.

Районы: 38) Молого-Лидский — зандровые равнины с участками размытых краевых образований; 39) Меглинский — абрадированные моренные равнины с участками холмистого ледникового рельефа, ложбины стока; 40) Верхнедвинский — водно-ледниковые равнины в сочетании с холмисто-моренным рельефом и камнями.

Детальное описание рельефа по районам не представляется возможным в объеме данной работы, поэтому оно проведено в пределах более крупных единиц: провинций, зон и областей.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

Провинция денудационного и ледникового (экзарационного и аккумулятивного) рельефа

Провинция в целом соответствует открытой части Балтийского щита. Характерной ее особенностью является широкое развитие денудационного рельефа, сформированного к началу ледникового периода на кристаллических докембрийских породах процессами селективной денудации. В дальнейшем этот рельеф был отчасти видоизменен благодаря воздействию ледниковых покровов, рельефообразующая роль которых свелась главным образом к экзарационной обработке (выпахиванию) уже существующих понижений, сглаживанию вершин и склонов скал и, в значительно меньшей степени, к аккумуляции обломочного материала в понижениях древнего рельефа. Вследствии сложного тектонического строения, а также пестроты петрографического состава пород и различной степени их устойчивости, денудационный рельеф имеет разнообразный морфологический облик: от волнистых равнин и плато до контрастных холмисто-грядовых образований.

В пределах описываемого региона к этой провинции относится лишь северная часть Карельского перешейка. Территория характеризуется довольно расчлененным холмисто-грядовым рельефом, для которого характерна четкая северо-западная ориентировка всех форм (гряд и межгрядовых понижений, имеющих денудационное происхождение, а также линейных аккумулятивных ледниковых образований, речных долин и озерных впадин); последняя была обусловлена как простираем тектонических нарушений (разломов в кристаллическом основании), так и направлением движения ледника, которые в этом районе совпадают.

Современный рельеф в целом является менее контрастным, чем доледниковый, благодаря нивелирующему действию четвертичного покрова. Абсолютные высоты поверхности кристаллических пород уменьшаются с северо-запада на юго-восток от 125—130 м до —10—14 м, в то время как отметки современной поверхности понижаются в этом же направлении лишь до 5—10 м. Древняя долина р. Вуоксы в районе г. Лесогорска имеет отметку дна ниже —20 м; дно современной долины нигде не опускается ниже 10 м. На севере Карельского перешейка доледниковый рельеф

непосредственно выражен в современном; мощность четвертичных отложений, приуроченных почти исключительно к понижениям денудационного рельефа, не превышает здесь 5—6 м. К югу она увеличивается до 10—15 м; вблизи южной границы области кристаллические породы на больших площадях погребены под четвертичными наносами. Разрез последних в данной области весьма прост: на севере развита маломощная песчаная морена и элювий кристаллических пород, южнее они перекрыты озерно-ледниковыми отложениями. На абсолютных отметках 10—40 м развиты ленточные глины; выше 40 м — пески, часто со значительным содержанием гравия и гальки. Древние долины заполнены валунно-галечниковыми песками мощностью до 20—40 м и более.

На севере области, примерно до широты г. Лесогорска, современный рельеф представляет чередование ориентированных гряд («сельг»), сложенных кристаллическими породами, и узких межгрядовых понижений, ширина которых не превышает 80—100 м; высота «сельг» колеблется от 15—20 м до 50—60 м, ширина — от 50 до 200 м, длина — от 100—150 м до 1—2 км; склоны крутые и отвесные. Характерным элементом рельефа здесь являются крупные ложбины северо-западного направления шириной до 1.5—2 км и протяженностью до 10—12 км; глубина последних достигает 60—70 м. Ложбины имеют крутые склоны (до 50—60°) и плоские днища, сложенные иногда озерно-ледниковыми глинами. Обычно к ним приурочены реки и вытянутые озера, причем нередко в одной ложбине располагается несколько озер, соединенных реками (система озер Горское—Зайцево—Лунное, соединенных р. Дымовкой). Указанные формы характеризуются исключительной прямолинейностью в плане и, возможно, связаны с разломами северо-западного направления; эти древние депрессии подверглись затем ледниковому выпаживанию и размыву тальми ледниковыми водами.

Скалистые склоны обычно несут следы ледниковой экзарации в виде борозд и мелкой штриховки; озера часто изобилуют островами, выступающими над водой в виде пологих скал высотой 1—3 м («бараньих лбов»). Местами наблюдаются аккумулятивные ледниковые образования в виде коротких (до 1 км) радиальных моренных и озовых гряд высотой до 8—10 м.

К югу роль ледниковых аккумулятивных форм значительно возрастает, денудационный рельеф кристаллических пород на некоторых участках почти полностью погребен под толщей четвертичных отложений. Ориентированность рельефа здесь определяется главным образом направлением долин, озерных котловин, озовых гряд и, уже в значительно меньшей степени, расположением «сельг», которые часто представлены холмами и беспорядочно расположенными мелкими грядами, выступающими на фоне обширных аккумулятивных понижений причудливой конфигурации. Колебания относительных высот на юге области не превышают 8—10 м. Широкое распространение имеют озовые гряды высотой 15—20 м и протяженностью до 6—8 км.

Расчлененность и ориентированность современного рельефа уменьшаются не только к юго-востоку и югу, что связано с увеличением мощности четвертичных отложений, но и к западу, что объясняется уже петрографическими и структурными особенностями слагающих пород. В центральной и восточной частях области на поверхность выходят интенсивно складчатые и метаморфизованные породы архейского комплекса (гранито-гнейсы, парагнейсы, грано-диориты и др.), претерпевшие многократные дизъюнктивные нарушения в виде разломов северо-западного направления. В них денудация была приурочена к определенным ослабленным зонам, и сформировался рельеф, характеризующийся сильной расчлененностью и резко выраженной ориентированностью. Граниты-рапакиви, развитые на западе территории, более монолитны и, обладая пониженной меха-

нической прочностью, легче и равномернее подвергаются процессам выветривания, благодаря чему их поверхность отличается сглаженностью и менее четкой ориентировкой форм. Уменьшение контрастности рельефа к юго-востоку отчасти объясняется и тем, что данная территория испытала неравномерное поднятие; его амплитуда увеличивается к северо-западу, где, следовательно, и процессы эрозионного расчленения шли несколько интенсивнее.

Речные долины в плане прямолинейны, характеризуются невыработанным продольным профилем и обычно состоят из чередования порожистых участков с большими уклонами и озеровидных расширений; притоки немногочисленны и слабо развиты.

Провинция аккумулятивного ледникового и водно-ледникового рельефа последнего оледенения

Рельеф подавляющей части рассматриваемой территории связан с деятельностью последнего ледникового покрова и претерпел сравнительно незначительные изменения в послеледниковое время. Несомненно, что в течение всего периода существования активного ледника наряду с аккумуляцией имело место и ледниковое выпахивание. Об этом свидетельствуют ледниковые отторженцы — глыбы, достигающие размеров в несколько квадратных километров; присутствие валунов местных пород и локальных морен, в которых содержание палеозойских отложений весьма значительно; очень ограниченное распространение четвертичных осадков довалдайского возраста; трогообразное расширение тех участков древних долин в пределах Карбонового уступа и других доледниковых возвышенностей, направление которых совпадало с направлением ледниковых потоков, и т. п. Однако, несмотря на то что в настоящее время весьма трудно количественно оценить денудационную деятельность ледника и сравнить ее с аккумулятивной, представляется, что последняя в данном районе превалировала, поскольку рельеф в целом является аккумулятивным. Многообразие и пространственное расположение ледниковых форм определялось, видимо, двумя основными группами факторов: факторами, связанными непосредственно с самим ледником, его динамикой и т. д., и факторами, связанными с местными условиями и в первую очередь с характером подстилающей поверхности.

Рельеф данной провинции сформировался за счет как собственной аккумуляции ледника, так и деятельности его талых вод; при этом, несмотря на то что, судя по многочисленным скважинам, в разрезе отложений последнего оледенения преобладает морена, разнообразие форм рельефа связано главным образом с осадками талых ледниковых вод.

Проксимальная зона

Проксимальная, «внутренняя» по Н. Н. Соколову (1960), зона занимает обширную площадь от Карельского и Онежско-Ладожского перешейков до внутреннего склона Валдайской возвышенности. Рельефу этой территории при всем его разнообразии свойственны следующие общие черты.

1. Широкое развитие аккумулятивных озерно-ледниковых равнин.
2. Спорадическое распространение холмистого аккумулятивного ледникового и водно-ледникового рельефа в виде обособленных массивов или отдельных гряд, преимущественно радиальных (маргинальные формы встречаются редко и часто размыты).
3. Наличие крупных озерных котловин — Ладожской, Онежской, Псковской, Чудской, Ильменской.

Образование рельефа проксимальной зоны связано с регрессивным этапом валдайского оледенения, когда благодаря усиленному таянию льда и наличию «плотины» главного конечноморенного пояса перед краем ледника образовались обширные региональные водоемы, существовавшие вплоть до полного освобождения территории из-под льда. Уровни этих озер достигали 110—115 м, в связи с чем чисто аккумулятивные донноморенные равнины сохранились лишь на небольших возвышенных участках (Ижорском плато и др.); на всей остальной площади они были абрадированы и большей частью перекрыты озерно-ледниковыми отложениями. Воздействием приледниковых водоемов видимо, объясняются также размытый облик и ограниченное распространение большей части краевых ледниковых образований, связанных со стабильными и осцилляторными надвигами позднеледникового времени.

На отмеченные выше общие для проксимальной зоны особенности деградации ледника в отдельных ее районах оказывали влияние местные условия и прежде всего характер подстилающей поверхности. В связи с этим в пределах проксимальной зоны четко выделяются три области со специфическим обликом как современного, так и древнего рельефа.

БАЛТИЙСКО-ЛАДОЖСКАЯ ОБЛАСТЬ

Указанная область располагаясь в пределах обширного понижения доледниковой поверхности, характеризуется весьма однородным равнинным рельефом, формирование которого связано главным образом с аккумулятивной деятельностью поздних и послеледниковых водоемов.

Поверхность дочетвертичного субстрата представляет собой денудационную равнину с отметками от 25—30 до 40—50 м, наклоненную к юго-востоку и югу, где она ограничена уступом ордовикской куэсты (глинтом).

Равнина расчленена глубокими древними долинами до отметок —70—150 м; их направление на Карельском перешейке обычно юго-восточное, в предглинтовой полосе — северо-западное и северо-восточное. Денудационная Балтийско-Ладожская впадина выработана в песчано-глинистых отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия. На Карельском перешейке в днищах некоторых древних долин непосредственно под четвертичными отложениями вскрываются кристаллические породы. Низкое залегание кровли доледниковых отложений, значительная расчлененность подстилающего рельефа способствовали консервации мощной толщи четвертичных осадков, преимущественно водных: морских глин мгинского возраста, позднеледниковых московских и валдайских образований и т. д. Максимальная мощность четвертичного покрова приурочена к древним долинам (до 139 м, скважина у оз. Копанского) и западному склону Ладожской впадины (до 187 м, скв. 1 у дер. Снетково); на остальной территории она изменяется в пределах 50—100 м, выклиниваясь до 10—20 м вблизи глинта и на севере Карельского перешейка. Соответственно значительны и мощности водных толщ, составляющие от 20—40 (мгинские морские слои) до 70—100 м (озерно-ледниковые и озерные осадки московского и поздневалдайского времени). В ледниковых отложениях присутствуют отторженцы как палеозойских пород, так и более древних четвертичных осадков, имеющие часто значительную мощность (в древней долине у оз. Копанского вскрыт 60-метровый отторженец кембрийских глин). Верхняя часть четвертичной толщи обычно обогащена материалом мгинских морских глин, которые нередко встречаются в морене в виде глыб мощностью от нескольких метров до 50 м (отторженец в ядре Сойкинской возвышенности), образуя иногда несколько прослоев в одном разрезе (скважина вблизи пос. Синявино на юго-западном берегу Ладожского озера).

Современный рельеф области представляет собой комплекс абразионно-аккумулятивных террас с абсолютными отметками от 0 до 100—110 м, наклоненных к Финскому заливу и Ладожскому озеру. Террасы обычно довольно четко отделены друг от друга абразионными уступами и сериями береговых валов, нередко протягивающимися на значительное расстояние (от нескольких сотен метров до 10—15 км). Северная часть рассматриваемой области в поздне- и послеледниковое время испытала поднятие, в связи с чем абсолютные высоты береговых форм возрастают к северо-западу. Амплитуды перекосов в центральной части Карельского перешейка достигают 12—14 м для береговых образований голоценовых трансгрессий и 25—30 м для наиболее ранних уровней приледниковых озер (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Сопоставление древних береговых линий на территории
Восточной Прибалтики

Основные этапы развития Балтики	Абсолютные отметки тыловых швов террас, м		
	Приневская низина	Курголов- ский полу- остров	Вуоксинско- Приморская низина
Стадии сокращения лед- никового озера:			
первая	38—40	56	67—70
вторая	26—28	43	50—55
третья	22	—	40
Литориновая трансгрес- сия	4—5	14	18—20

Вдоль побережья Финского залива протягивается аккумулятивная терраса литоринового моря с абсолютными отметками поверхности от 0 до 20 м, ширина которой колеблется от нескольких сотен метров (восточнее Лужской губы) до 20—30 км (в нижнем течении рр. Луги и Нарвы); поверхность ее плоская или волнистая, заболоченная. Терраса ограничена абразионными уступами высотой 3—5 м и серией береговых валов, которые большей частью перевеяны и превратились в дюны. Наиболее крупные массивы дюнного рельефа известны между устьем р. Нарвы и оз. Белым, а также в районе г. Сестрорецка.

Вдоль южного берега Ладожского озера располагается озерная равнина с абсолютными отметками от 4 до 15—16 м, сформированная во время ладожской трансгрессии, суббореального возраста. Береговые валы и абразионные уступы окаймляют террасу двумя сериями на отметках 16—19 и 12—14 м, фиксирующими два стационарных уровня озера. Местами валы перевеяны и осложнены невысокими (1—3 м) дюнами.

Вся остальная территория занята аккумулятивной озерно-ледниковой равниной, среди которой встречаются небольшие участки, сложенные с поверхности мореной (вдоль южного побережья Финского залива, севернее оз. Отрадного и т. д.). Поверхность равнины почти повсеместно плоская или слабо волнистая, за исключением Вуоксинско-Приморской низины, где она расчленена широкими (до 2—4 км) ложбинами юго-восточного направления; глубина последних достигает 40—50 м, склоны террасированы. В настоящее время к ним приурочены речные долины и вытянутые озера — Глубокое, Красное, Красавица и др. Данные бурения свидетельствуют о том, что некоторые ложбины являются унаследованными от доледниковых эрозионных врезов. В целом же образование этих

форм, видимо, обусловлено рядом факторов: неравномерным ледниковым выпахиванием, деятельностью талых флювиогляциальных потоков, абразией позднеледниковых озер и т. д.

Наиболее высокие озерно-ледниковые террасы (от 70 до 100—110 м) имеют локальное распространение вдоль западного склона Котовского плато и к северу от глинта, в районе пос. Ропши, и, видимо, сформировались в небольших разобщенных водоемах, возникших первоначально у склонов возвышенностей. Терраса с отметкой тылового шва 60 м, развитая у подножия глинта, вероятно, также представляет собой образование локального подпруженного озера. Нижележащие поверхности имеют уже региональное распространение и фиксируют стадии сокращения единого приледникового бассейна (Балтийского озера). Терраса, располагающаяся в пределах высот 28—38 м, в предглинтовой зоне и соответствующая ей терраса с отметками поверхности 50—70 м на Карельском перешейке окаймляют глинт и западный склон Котовского плато в виде полосы шириной в несколько километров. Наиболее широко развиты террасы с отметками тылового шва 25—28 м в предглинтовой полосе и 50—55 м на Карельском перешейке. Береговые образования этой стадии приледникового озера наиболее выразительны; абразионные уступы достигают местами высоты 20—50 м при крутизне до 25—40° (между оз. Волочаевским и оз. Нахимовским и др.); на Приневской низине прослеживаются серии береговых валов высотой 2—3 м на расстоянии до 15—20 км. В пределах перечисленных основных уровней имеется ряд промежуточных террас, увязка которых весьма затруднительна ввиду их прерывистости и нередко слабой выраженности в рельефе.

Среди обширных равнин рассматриваемой области местами выделяются участки холмистых образований и гряды, имеющие, за редким исключением, водно-ледниковый генезис. На Вуоксинско-Приморской низине развиты озы высотой от 7 до 25 м, длиной от 1 до 5—8 км, самые крупные из них (Барышевский и Балакановский) имеют протяженность около 30 км. Ориентировка гряд северо-западная. Севернее г. Зеленогорска и пос. Сосново, в районе оз. Гладышевского и др., отмечены небольшие участки камов. Крупным линейным образованием является гряда Вяремянселькя, протягивающаяся в широтном направлении вдоль северного склона Центральной возвышенности Карельского перешейка на расстоянии около 40 км, ее ширина составляет 1—3 км, высота 15—30 м, абсолютные отметки вершины понижаются к западу от 80—85 до 40—45 м. Западная часть гряды представляет собой плато с множеством термокарстовых котловин на поверхности, на востоке и в центральной части преобладает контрастный холмисто-котловинный рельеф с превышениями до 25 м. Склоны террасированы, наиболее четко выражена терраса с абсолютными отметками 67—70 м. В 1961—1962 гг. при проведении геологоразведочных работ разрез гряды был изучен на глубину до 20—30 м; оказалось, что она сложена песчаногравийным материалом с линзами крупнозернистых песков, с галькой и валунами кристаллических пород. Большая часть шурфов на глубине 25—30 м была остановлена в коричневатой валунной супеси; однако, осталось неясным, была ли вскрыта верхняя часть моренного цоколя или небольшой прослой морены во флювиогляциальных песках. Судя по рельефу и составу осадков, гряда Вяремянселькя представляет собой краевое водно-ледниковое образование, по мнению Лейвиске (Leiviskä, 1951), аналогичное Сальпауселькя.

Их холмистых образований рассматриваемой области следует отметить также две изолированные возвышенности, расположенные на севере Лужско-Наровской низины и известные под названиями Сойкинской и Семейской. Их высота составляет 60—100 м, склоны крутые (до 20°), с хорошо выраженными абразионными уступами. Возвышенности сложены

целиком четвертичными осадками мощностью 100—150 м, главным образом мореной (в ядре Сойкинской возвышенности, по данным бурения, залегает отторженец мгинских глин мощностью 50 м).

Балтийско-Ладожская низина ограничена на юге глинтом — уступом, протягивающимся вдоль южного берега Финского залива и Ладожского озера от г. Нарвы до р. Волхова. Глинт ориентирован в основном в широтном и субширотном направлениях, на отдельных участках меняя простираение на меридиональное и северо-восточное (между г. Кингисеппом и пос. Ивановское, восточнее г. Красное Село и т. д.). Современный уступ является унаследованной формой и на всем своем протяжении приурочен к склону доледниковой куэсты, выработанному в песчано-глинистых отложениях нижнего кембрия и карбонатных породах нижнего ордовика.

Максимальные высоты бровки глинта около 100 м наблюдаются на Ижорской возвышенности, между пос. Копорье и г. Красное Село, а также на междуречье Мги и Волхова, до 60 м, откуда они понижаются к западу и востоку до 20—40 м; соответственно изменяется и относительная высота (от 25—40 до 5—10 м). На востоке, на левобережье р. Волхова, глинт вышолаживается до 2—4 м и исчезает. Современный уступ, так же как и дочетвертичный, характеризуется извилистыми очертаниями, обусловленными эрозионным расчленением.

Вопрос о происхождении Балтийско-Ладожского глинта до сего времени остается дискуссионным. Можно лишь сказать, что многочисленные скважины, пробуренные до кристаллического фундамента в зоне глинта южнее Ленинграда, не фиксируют каких-либо смещений как в фундаменте, так и в осадочном чехле. Нам кажется более обоснованным представление об образовании этого уступа, также как и других куэстовых уступов Северо-Запада, в основном в процессе длительной селективной денудации.

ВОЛХОВСКО-ЛОВАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Область является самой крупной и наиболее характерной областью проксимальной зоны. Мало расчлененная поверхность доледникового субстрата этой территории способствовала равномерному отступанию ледникового края, сохраняющего активное состояние, в связи с чем ледниковые отложения большей частью не создавали сколько-нибудь значительных холмистых образований, а облекали дочетвертичную поверхность в виде покрова донной морены небольшой мощности. Благодаря этому элементы древнего рельефа часто непосредственно выражены в современном и определяют общий орографический план территории.

Дочетвертичный рельеф области представляет денудационную равнину с абсолютными отметками от 25 до 100 м, сложенную песчано-глинистыми и в меньшей степени карбонатными породами среднего и верхнего девона, на севере известняками нижнего ордовика. Она имеет в целом вогнутую поверхность; наибольшие абсолютные высоты отмечены вдоль восточной окраины, у подножия Карбонового уступа (90—100 м) и на северо-западе, в пределах Ижорского плато (до 120—140 м).

К центральной части приурочены крупные отрицательные формы — Ильменская, Грузинская и Тихвинская котловины, в пределах которых абсолютные высоты составляют от 25 до — 10÷15 м. Эта низменная зона, вытянутая с юга на север, соединяется с Балтийско-Ладожской впадиной через неширокое меридиональное понижение, приуроченное к нижнему течению рр. Волхова и Сяси. Поверхность равнины представляет чередование повышенных участков с отметками 60—90 м (Среднеловатское, Маловишерское, Волховское, Бегловское и другие повышения) и низин (Нижнешелонская, Притосненская и др.), располагающихся на абсолют-

ных отметках 25—35 м. Некоторые впадины дочетвертичной поверхности совпадают со сводовыми частями антиклинальных структур типа куполов (Ильменская котловина, отчасти Нижнешелонская депрессия), представляя тем самым инверсионные формы.

В центральной части области, вдоль южного берега оз. Ильмень и к западу от последнего, располагается «Ильменский глинт» высотой 30—40 м, протяженностью около 30—35 км, представляющий собой уступ небольшой куэсты, связанной с выходом известняков. В современном рельефе глинт особенно хорошо выражен вдоль берега оз. Ильмень, где он подчеркнут абразией озера.

Равнина прорезана многочисленными древними долинами, отдельные участки которых выражены в современном рельефе. В районе Ильменской котловины древняя гидрографическая сеть имеет радиальный рисунок, минимальные известные здесь абсолютные отметки достигают — 50 м. Древняя долина значительной протяженности (около 250 км) и глубины (свыше 200 м, абсолютные отметки—100—120 м) протягивается вдоль подножия Карбонового уступа, открываясь, видимо, к котловине Ладожского озера. Последняя соединена с Онежской котловиной прадолиной Ояти (абсолютные отметки днища до —110 м), с притоком пра-Свирью.

Четвертичные отложения области имеют небольшую мощность (до 10—15 м), несколько увеличивающуюся в пределах дочетвертичных понижений (до 35—40 м); в погребенных древних долинах она возрастает до 130—170 м. В разрезе обычно прослеживается один горизонт морены крестецкой или лужской стадии, перекрытый озерно-ледниковыми отложениями последних стадий валдайского оледенения и современными осадками. В пределах денудационных депрессий дочетвертичного рельефа, как правило, вскрываются два горизонта морены, разделенные межстадиальными, реже межледниковыми, отложениями.

В древних долинах в разрезе четвертичной толщи местами выделяется несколько горизонтов морен, разделенных межстадиальными образованиями.

Современная поверхность области в целом представляет равнину, полого наклоненную от периферии к центру — к Ильменской и Грузинской низинам, за исключением северо-восточной части, где наблюдается общий уклон поверхности в сторону Ладожского озера от 90—110 до 10—20 м. Максимальные абсолютные высоты отмечены на Онежско-Ладожском перешейке (до 120 м) и на Ижорском плато (140—160 м). Вдоль р. Волхова располагается субмеридиональное понижение в виде желоба, открывающегося к Ладожскому озеру. Несмотря на то что рельеф данной области формировался в значительной степени под воздействием позднеледниковых бассейнов, отчетливо выраженные террасы наблюдаются на ограниченных участках: в нижнем течении рр. Ояти и Свири, на правобережье р. Шелони и др. В нижнем течении р. Шелони тыловые швы террас имеют отметки 68—70, 55—57, 50—52, 40—43, 35—37 м.

В генетическом отношении равнины разделяются на абрадированные моренные и аккумулятивные озерно-ледниковые, в распределении которых обнаруживается определенная закономерность. Центральные и северные низменные районы (Ильменская и Грузинская котловины, Приволховское, Нижнешелонское, Тихвинское, Свирско-Оятское и Притосненское понижения) заняты аккумулятивными озерно-ледниковыми равнинами низких уровней: от 20 до 40—50 м, реже до 60 м. При этом центральные части последних имеют плоскую поверхность и сложены ленточными глинами; более высокие периферийные участки, характеризующиеся волнистым рельефом, сложены песками. Исключение составляет Притосненская равнина, где отмечены тонкие озерно-ледниковые глины на аб-

солютных высотах ² до 60 м. Центральные, наиболее пониженные, участки Ильменской и Грузинской котловин заняты озерными и озерно-аллювиальными равнинами. Происхождение последних вокруг оз. Ильмень связано с заполнением наиболее крупных его заливов речными наносами (Соколов, 1926). Различные стадии этого процесса видны при сравнении формы и величины дельт рр. Шелони (около 50 км², вогнутая недоразвитая дельта), Мсты (около 150 км² «ровная» дельта) и Ловати (300 км², выдвинутая дельта). На северо-западном побережье оз. Ильмень наблюдается мало распространенная форма рельефа — дельта вреза. Местность представляет собой чередование пологих песчаных холмов высотой 5—6 м, ориентированных с северо-востока на юго-запад, и заболоченных понижений, образующих систему рукавов, которая продолжается к северу в виде меандрирующих протоков (р. Малый Волховец и др.) в истоке р. Волхова. Это обстоятельство, а также ряд других аномалий речной сети в этом районе (обратное направление течения большинства крупных притоков р. Волхов; весьма небольшая величина падения последнего и случаи его обратного течения) говорят о том, что в прошлом Волхов впадал в оз. Ильмень.

Озерно-ледниковые равнины окаймляются с запада, юга и востока поясом абрадируемых моренных равнин с отметками от 50—60 до 90—110 м; они имеют выравненную поверхность, на которой местами наблюдаются скопления валунно-галечного материала, пятна озерно-ледниковых песков и на отдельных участках береговые валы и абразионные уступы небольшой протяженности. К этой полосе приурочены обширные водораздельные болотные массивы, площадь которых достигает нескольких десятков тысяч гектар. Донноморенные равнины, не преобразованные аккумулятивно-абразионной деятельностью региональных приледниковых водоемов, развиты на Ижорской возвышенности, представляющей собой структурное моренное плато с незначительным покровом ледниковых осадков (обычно 3—5 м). С севера и северо-запада плато ограничено глинт; к югу и юго-востоку оно понижается очень плавно. Поверхность возвышенности плоская, однообразная, местами осложненная небольшими участками холмисто-моренного рельефа и моренами напора. Последние представляют собой валообразные гряды высотой от 5—10 до 30 м, протяженностью до 4 км, ориентированные в северо-восточном направлении, в их ядре обычно лежат дислоцированные глыбы карбонатных пород. К юго-востоку от г. Красное Село располагаются Дудергофские и Кирхгофские высоты — крупные возвышенности, имеющие относительную высоту до 50 м, состоящие из отдельных холмов и гряд, представляющие собой ледниковые наволоки. Благодаря небольшой мощности четвертичного покрова широкое развитие на Ижорском плато имеют карстовые формы рельефа: воронки, сухие долины.

Моренные равнины местами непосредственно подступают к проксимальному склону краевой зоны, иногда же отделены от последнего участками аккумулятивных озерно-ледниковых равнин высоких уровней (70—100 м), протягивающихся в виде прерывистой полосы вдоль проксимального склона на значительном расстоянии (Холмская котловина,

² Ленточные глины протягиваются почти непрерывной полосой от Ильменской до Приневской низины и, видимо, свидетельствуют о существовании единой зоны озерно-ледниковой аккумуляции. Между тем в настоящее время Притосненская равнина лежит на 30—40 м выше обеих впадин. При этом интересно отметить, что расположенное восточнее Волховское плато с абсолютными отметками 40—60 м представляет собой абрадированную моренную равнину. Это обстоятельство, возможно, говорит о том, что на протяжении последних стадий валдайского оледенения Притосненская равнина располагалась значительно ниже современных отметок, представляя крупное понижение, соединяющее две обширные области озерно-ледниковой аккумуляции — Ильменско-Волховскую и Балтийско-Ладожскую.

Верхнеловатская низина и др.). В районе среднего течения рр. Полы и Поломети эта полоса понижается и сливается с озерно-ледниковыми равнинами низких уровней. На северо-востоке области в среднем течении рр. Ояти, Паши и Свири аккумулятивные равнины высоких и низких уровней разделены абразионными скатами высотой до 40—50 м. Интересно отметить, что высокие озерно-ледниковые поверхности сложены большей частью глинами, иногда ленточными (в среднем течении рр. Паши и Тихвинки, в районе г. Холма и др.), в то время как ниже, на отметках 30—60 м, распространены главным образом пески. Характерной чертой этой полосы является ее террасированность, широкое развитие абразионных уступов и береговых валов, ложбин стока и древних дельт. Последние представляют собой скопления холмов, имеющие в плане веерообразную форму, и приурочены обычно к устьевой части ложбин стока талых вод при их выходе из краевой зоны. Наиболее типичные дельты наблюдаются на междуречье Мсты и Холовы, в районе г. Демянска и пос. Мареве. Все эти образования располагаются на определенных гипсометрических уровнях (100—110 м, 80—85 м, 72—75 м, 67—70 м), фиксирующих последовательные стадии сокращения приледниковых озер. Для описываемого района характерны также плоские заболоченные озерно-аллювиальные равнины, образованные разливами наиболее крупных рек (Ловать, Полометь и др.) при выходе последних из холмистой краевой зоны на равнину; их площадь достигает 100 км² и более.

Краевые образования в пределах рассматриваемой территории занимают незначительную площадь. К югу и юго-западу от оз. Ильмень, в бассейнах рр. Псижи, Порусы, Полисти, Ловати и др., развиты многочисленные озовые и моренные гряды, сильно выположенные, высотой не более 3—5 м, ориентированные главным образом по дуге с севера на юго-запад или радиально от оз. Ильмень в виде прерывистых цепочек. Севернее г. Великие Луки наблюдаются радиальные моренные гряды субмеридионального направления, достигающие длины 5—8 км при высоте всего до 5 м.

В верхнем течении р. Луги и на междуречье Луги и Мшаги в северо-восточном направлении протягивается полоса сильно размытого и выположенного (превышения не более 10—15 м) холмисто-грядового и волнистого ориентированного моренного рельефа с отметками 55—85 м, фиксирующая максимальное распространение льдов в лужскую стадию валдайского оледенения; ширина полосы составляет около 25 км. Ориентировка отдельных гряд повторяет изгибы краевой зоны в целом, что вместе с весьма ограниченным распространением камов и других форм мертвого льда, видимо, свидетельствует об активном состоянии периферической части льда на этом участке. Западнее, на междуречье Луги и Плюссы, краевая зона сливается с обширными камовыми массивами, окаймляющими с северо-востока Лужскую возвышенность. Среди них выделяется своим контрастным рельефом полоса камов шириной 2—3 км, протягивающаяся в широтном направлении от г. Луги до пос. Ляды на расстоянии около 50 км, получившая название Липовые горы. Липовые горы имеют относительную высоту до 70 м. Их продолжением являются моренные гряды и холмы на правом берегу р. Плюссы. К востоку холмистые образования постепенно снижаются, выполаживаются и на водоразделе рр. Волхова и Оредежи исчезают под Тесово-Нетыльским болотом; ложе последнего имеет волнистый характер с превышениями до 4—5 м (Палеогеография и хронология..., 1965). На востоке области, в среднем течении рр. Паши и Тихвинки, к лужской краевой зоне относится полоса пологохолмистого моренного рельефа и камовых возвышенностей с абс. высотами 55—80 м, вытянутая также в северо-восточном направлении.

На северо-западе описываемой территории, в нижнем течении рр. Мги и Тосны, располагается группа моренных и флювиогляциальных гряд (Рамболовская конечная морена, Шапки-Кирсинская гряда и др.), которые имеют в плане форму дуги, обращенной выпуклой стороной к югу и востоку и, видимо, повторяющей контуры небольшого ледникового языка, продвигавшегося по Притосненскому понижению. Рамболовская конечная морена имеет протяженность около 18 км и ширину 1.5—2 км; среди моренных гряд высотой 10—15 м наблюдаются группы пологих камовых холмов высотой 7—8 м. Шапки-Кирсинские краевые образования представлены двумя крупными грядами высотой 40—50 м, шириной от 1—2 до 8 км, общей протяженностью около 60 км, ориентированными в субмеридиональном направлении. Поверхность гряд, располагающихся на отметках от 50 до 90 м, характеризуется сложным холмистым рельефом; преобладают крупные плато высотой 15—30 м, с крутыми (до 35°) склонами, на поверхности которых наблюдаются бессточные котловины; иногда среди холмистого рельефа встречаются короткие меридиональные гряды типа озв. Происхождение этих образований, видимо, аналогично гряде Вяремянселья на Карельском перешейке, с которой они имеют много сходства в строении и морфологии рельефа.

На междуречье Паши и Сяси имеются радиальные линейные образования, представленные группой гряд юг-юго-восточного направления, примыкающих с внутренней стороны к Лужской краевой зоне. Гряды сложены в северной части моренной, часто перекрытой плащом тонких сортированных песков, мощность которых к югу увеличивается; на юге — тонкозернистыми горизонтальнослоистыми песками. Наиболее крупная из них гряда Масельга имеет протяженность около 40 км и высоту 30—40 м; остальные характеризуются значительно меньшими размерами (длина не более 5—8 км, высота до 15 м). Эти формы, видимо, связаны с радиальными трещинами в периферической части ледника.

Вдоль р. Волхова многими исследователями, начиная с Н. Н. Соколова (1926), описаны гряды вдоль р. Волхова, сложенные разнообразными осадками (от тонких песков до валунных суглинков). Их высота достигает 10—15 м при протяженности до 5—15 км и ширине 1—2 км. Соотношения этих образований с окружающими ленточными глинами весьма разнообразны; последние чаще всего перекрывают гряды или причленены к ним; в то же время известны случаи, когда ленточные глины вклиниваются в материал гряд, в связи с чем Н. Н. Соколов считает те и другие синхронными образованиями.

Из радиальных ледниковых образований данной области следует отметить также друмлины, наблюдаемые на Онежско-Ладожском перешейке, в бассейне р. Ивины, северного притока р. Свири. Эти формы представляют собой удлинённые холмы, приуроченные к выступам кварцито-песчаников протерозоя и ориентированные в северо-западном направлении. Высота холмов в большинстве случаев составляет 5—10 м, длина 200—300 м, ширина по основанию 30—50 м, вершины холмов узкие, не более 20 м. Друмлины сложены плохо окатанными валунами кварцитов и кварцито-песчаников размером до 1 м в поперечнике. Промежутки между валунами обычно заполнены песчаным материалом.

На Онежско-Ладожском перешейке в пределах Свирско-Ловатской области располагается незначительный по площади участок рельефа, чуждого ей по генезису и морфологии — южная оконечность Шокшинской гряды близ пос. Щелейки. Последняя представляет собой тектоническую куэсту — возвышенность, имеющую относительную высоту около 100 м, круто обрывающуюся к Онежскому озеру.

Область охватывает восточную часть обширной полосы изолированных холмистых массивов, разделяющих Ильменско-Ловатскую и Даугавскую низины. В ее пределах располагаются такие возвышенности, как Лужская, Отепя, Хаанья, Судомская, Латгальская др., поднимающиеся над окружающими равнинами на 150—200 м.

Рассматриваемая территория характеризуется сложным и разнообразным сочетанием холмистого и равнинного рельефа, чем существенно отличается от остальных областей проксимальной зоны. Благоприятные условия для формирования крупных комплексов холмистых образований здесь создавались благодаря довольно расчлененному рельефу дочетвертичной поверхности, в пределах которой амплитуды высотных отметок



Рис. 2. Древняя долина у пос. Изборска. Ширина долины около 1 км, глубина 60 м.

достигают 80—120 м. На фоне денудационной равнины с высотами 50—75 м выделяются изолированные возвышенности (высота 130—140 м) и обширные котловины и понижения с отметками 20 м и ниже (до 5 м в северной части котловины Чудского озера).

Древние долины, обычно лишь частично погребенные, широко используются речной сетью и заметно выражены в современном рельефе (рис. 2); минимальные отметки вскрыты в прадолинах р. Луги (—30 ÷ —50 м) и Плюсы (—70 м). Характерной особенностью древних рек этого района является обтекание ими доледниковых возвышенностей.

Поверхность субстрата на большей части территории сложена песчано-глинистыми, реже карбонатными, породами среднего и верхнего девона. Повышения дочетвертичного рельефа в ряде случаев приурочены к локальным структурам осадочного чехла. Тектоническая природа доледниковых цоколей массивов Хаанья и Латгальского неоднократно отмечалась в литературе (Шульц, 1958; Ковалевский, 1961); в настоящее время появились

данные о наличии локальной структуры с амплитудой около 60—80 м в центральной части Лужской возвышенности. Таким образом, видимо, можно утверждать, что выступы древнего рельефа большей частью имеют структурно-денудационное происхождение. В осадочных палеозойских породах бурением выявлен ряд мелких локальных структур III порядка, которым нередко соответствуют небольшие пологие повышения дочетвертичного и современного рельефа и минимальные мощности (1—3 м) четвертичных осадков (в районе гг. Пскова, Порхова, пос. Палкино и др.).

Распределение четвертичного покрова на данной территории крайне неравномерно; наибольшие мощности наблюдаются на возвышенностях (от 85—100 до 220 м) и в древних долинах (от 40—80 до 120 м, пос. Ляды), в то время как в пределах равнин они не превышают 10—15 м. В строении четвертичной толщи принимают участие главным образом отложения валдайского ледникового, представленные в пределах возвышенностей большей частью мореной, а на равнинах водными осадками различного генезиса. Разрезы межстадиальных отложений в этом районе весьма многочисленны; на Судомской возвышенности вскрыты водные межморенные толщи, которые, по мнению С. С. Шульца и др. (1963), могут быть сопоставлены с отложениями березайского и соминского межстадиалов.

Как и вся проксимальная зона, Лужско-Бежаницкая область характеризуется широким распространением аккумулятивных и абразионных озерно-ледниковых и моренных равнин. В то же время здесь развиты холмистые аккумулятивные ледниковые и водно-ледниковые образования, которые слагают небольшие группы холмов или крупные массивы изометрической формы. Из последних в пределах данной территории расположены возвышенности Лужская, Судомская, Бежаницкая, восточные отроги массивов Хаанья и Латгальского. Все возвышенности, за исключением Судомской, имеют в своем цоколе более или менее значительные выступы доледникового рельефа и образуют две ветви субмеридионального направления: западную (за пределами рассматриваемой территории) — Отепя, Хаанья, Латгальская и восточную — Лужская, Судомская, Бежаницкая возвышенности.

Лужская возвышенность представляет собой комплекс холмистого рельефа, местами довольно контрастного, с высотами до 160—180 м (пос. Подол, 204 м). В ее строении принимают участие разнообразные ледниковые и водно-ледниковые отложения мощностью от 20—30 до 70 м, весьма пестрые по составу: валунные суглинки и супеси, пески от грубозернистых и галечниковых до тонких сортированных, причем последние преобладают. Холмисто-моренный и камовый рельеф развит в пределах возвышенности в равной мере. Весьма характерно отсутствие моренных гряд, озов и других линейных аккумулятивных образований; из последних встречаются лишь крупные платообразные флювиогляциальные гряды высотой 30—40 м, длиной около 4—5 км (Княжецкая гора и др.), вытянутые в меридиональном направлении. Эти гряды занимают наиболее высокое гипсометрическое положение и обычно окаймляются поясом камов, ориентированных в этом же направлении. В центральной части возвышенности наблюдаются участки внутренних высоких озерно-ледниковых равнин, как правило, также вытянутые с севера на юг. Южный и юго-восточный склоны возвышенности выражены в виде пологого ската высотой до 50—60 м. Остальные склоны представляют собой сочетание плоских и слабо волнистых озерно-ледниковых террас и участков контрастного камового, реже холмисто-моренного, рельефа, причем холмистые образования и равнины развиты на одних и тех же гипсометрических уровнях. Тыловые швы абразионных скатов, разделяющих террасы, имеют наиболее

постоянные уровни: 110—115, 100, 80—85, 70—72 м. На северо-западном склоне Лужской возвышенности, на междуречье Плюсы и Желчи, развиты «камовые террасы», представляющие собой волнистые и холмистые поверхности, морфологически весьма близкие к останцовым плато и террасам южной части Карельского перешейка (в районе поселков Юкки, Токсово и др.) и образующие несколько уровней в пределах абсолютных отметок от 55—60 до 80—85 м. Весьма характерным элементом рельефа Лужской возвышенности являются глубокие (до 40 м) ящикообразные ложбины стока талых ледниковых вод, направленные обычно от ее центра к периферии.

Судомская возвышенность является целиком аккумулятивным ледниковым образованием; в этом районе наблюдается небольшое понижение доледниковой поверхности (до 55—60 м). Поскольку поверхность массива располагается на абсолютных отметках 170—200 м и более (гора Судомы, 293.3 м), средняя мощность четвертичных отложений в его пределах составляет 140—150 м, достигая местами 200—220 м. Возвышенность характеризуется преимущественным развитием пологоволнистого моренного рельефа с превышениями 5—10 м и склонами не более 10°, среди которого возвышаются отдельные крупные холмы высотой до 50—70 м. Центральная часть массива выше 220 м занята звонцевым рельефом, представляющим чередование платообразных возвышенностей высотой 20—50 м и глубоких плоскодонных котловин, часто занятых озерами. Камы имеют ограниченное распространение в центральной части возвышенности и весьма характерны для ее периферии; в пределах последней наблюдаются также полосы довольно контрастного холмисто-моренного рельефа, вытянутые параллельно склонам возвышенности. Склоны массива различны по морфологии; на западе и юге переход к равнине постепенный, северный и восточный склоны представляют пологие террасированные абразионные скаты. Б. Н. Можаяев и В. Г. Можаяева (Шульц, и др., 1963) выделяют здесь несколько террасовых поверхностей (150—160, 138—143, 110—137, 120—125, 90—112 м,) количество которых непостоянно.

Бежаницкая возвышенность является самым крупным холмистым массивом, достигающим около 80—90 км в диаметре; отметки ее поверхности составляют обычно 200—250 м, местами до 300 м и более (гора Липецкая, 339.1 м). Мощность четвертичных отложений, весьма пестрых по составу, изменяется от 50 до 100 м, иногда возрастая до 150—240 м; в некоторых скважинах вскрыто до 12 прослоев морены, разделенных осадками водного генезиса; в целом преобладают ледниковые отложения (валунные суглинки). В пределах Бежаницкой возвышенности преимущественно распространен холмисто-моренный рельеф, обычно выположенный, с превышениями не более 8—10 м, реже контрастный. На его фоне заметно выделяются изолированные холмы высотой до 40—50 м с крутыми (25—35°) склонами, сложенные большей частью разнозернистыми песками, часто с гравием и галькой (горы Лобно, Липецкая и др.). В центральной части возвышенности встречаются волнистые моренные равнины, чередующиеся с участками размытого холмистого рельефа.

На Бежаницкой возвышенности широко развиты образования пассивного льда — камы, приуроченные главным образом к восточной половине массива, и звонцы, слагающие обширные площади в западной его части. Между этими двумя районами располагается полоса зандров, вытянутая с севера на юг на расстоянии около 50 км. Камовый рельеф характеризуется значительной контрастностью: в районе деревень Мякишево, Пустошки и других высота холмов составляет 25—35 м; понижения обычно представляют собой замкнутые воронкообразные котловины со склонами до 30—35°. На правобережье р. Великой у оз. Белого

наблюдаются гряды длиной до 6 км, высотой 20—35 м, ориентированные в субмеридиональном направлении; гребни гряд уплощенные, с термокарстовыми западинами. Озы, встречающиеся очень редко, также имеют ориентировку большей частью близкую к меридиональной. Звонцы развиты на Бежаницкой возвышенности, более чем где-либо на северо-западе; здесь широко распространены не только единичные формы последних, но и целые массивы звонцевого рельефа площадью до 200 км², которые образуют прерывистую полосу, вытянутую с севера на юг. Звонцевый рельеф, имеющий сходный облик с аналогичными образованиями Судомской возвышенности, здесь также характеризуется доминирующими высотами 250—280 м. Над плоской или волнистой поверхностью плато нередко возвышаются моренные холмы, представляющие собой выступы неровного моренного цоколя. Очертания плато весьма разнообразные, обычно фестончатые; склоны довольно крутые (до 15—25°), изрезанные овражной сетью. Площадь отдельных звонцов, располагающихся по периферии указанной полосы, составляет от 1—2 до 15—20 км². На севере и северо-востоке склоны Бежаницкой возвышенности выражены в виде пологого (5—10°) ската высотой до 50—70 м; севернее г. Новоржева и на левобережье р. Смердели наблюдаются абразионные уступы высотой до 8—10 м на абсолютных отметках 120—125, 110 и 100 м.

Остальная территория области занята озерно-ледниковой равниной с участками холмистого рельефа и грядами, абсолютные высоты которой понижаются от склонов возвышенностей к котловинам Чудского и Псковского озер от 90—110 до 30—40 м. Абрадированная моренная равнина развита на незначительных площадях в пределах абсолютных отметок 70—90 м. Равнина представляет серию аккумулятивных террас, местами разделенных довольно выразительными береговыми формами. Абразионные уступы наблюдаются главным образом вблизи возвышенностей и на склонах холмистого рельефа; их высота достигает 10—15 м, крутизна 15—25°. Береговые валы широко распространены в бассейне рр. Черехи, Узы и Кеби и вдоль восточного берега Псковского озера. Их длина составляет 2—6 км, высота не более 1—3 м. Береговые образования обычно располагаются на уровнях 90, 80—85, 70—75, 60, 51—53, 40—42 и 35—38 м. Среди равнины встречаются эоловые формы — дюны и бугристые пески, наиболее характерные для восточного побережья Чудского и Псковского озер; форма дюн часто параболлическая, ориентировка меридиональная и юго-западная, высота 3—7 м.

Холмистые образования развиты повсеместно среди равнины, отсутствуют лишь в пределах самой низкой озерно-ледниковой террасы (36—37 м). Их высоты постепенно уменьшаются в сторону Псковско-Чудской котловины от 130—140 до 38—40 м. Преобладает камовый рельеф, сложенный большей частью тонкими песками и характеризующийся свежим обликом даже в наиболее пониженной части области. Так, вблизи восточного берега Псковского озера, на междуречье рр. Черной и Лочкиной и в нижнем течении р. Желчи, на абсолютных отметках 37—45 м, развит контрастный холмисто-грядовый рельеф с бессточными впадинами глубиной до 15—20 м; крутизна склонов здесь достигает 25—30° и более. Наиболее значительные площади камы занимают вблизи возвышенностей и в понижениях между ними, где они местами образуют узкие (2—3 км) полосы, параллельные склонам возвышенностей, вытянутые в широтном направлении: гряда в районе пос. Выбора, на правобережье р. Сороти и др. Камы, развитые среди низких озерно-ледниковых террас на уровнях от 38 до 50—55 м, слагают небольшие массивы неправильной формы и характеризуются обычно холмисто-грядовым рельефом, в пределах которого отдельные формы ориентированы в различных направлениях. Холмисто-моренный рельеф

не имеет широкого распространения и встречается главным образом на юге области, у склонов Латгальской, Бежаницкой и Судомской возвышенностей. Краевые части холмисто-моренных массивов часто выложены и перекрыты тонкими суглинками.

Из линейных форм рельефа преобладают озы, особенно широко развитые на юге области, в среднем и нижнем течении р. Великой. Они характеризуются субмеридиональной, реже северо-восточной, ориентировкой, извилистыми очертаниями в плане; длина гряд изменяется от 2—3 до 10 км, высота 5—20 м, склоны до 25—30°. Наиболее крупным является оз к югу от г. Острова — гряда, вытянутая с северо-востока на юго-запад на расстояние около 40 км, представляющая собой сочетание небольших оз шириной 20—15 м с участками мелкохолмистого камового рельефа. Гряда сложена песчано-гравийным материалом; высота ее достигает 25 м; на гребнях оз наблюдаются бессточные котловины. Вдоль р. Великой, вблизи г. Опочки, прослеживается цепочка субмеридиональных песчаных гряд общей длиной около 30 км, известная под названием Горы Войские; высота наиболее крупных гряд составляет около 30 м, ширина 300—800 м, поверхность их плоская с большим количеством термокарстовых котловин глубиной до 10—15 м.

Моренные гряды встречаются значительно реже. В центральной части Псковской низины прослеживаются серии пологих гряд меридиональной и северо-восточной ориентировки протяженностью до 15 км и высотой не более 8—10 м; последние сильно размыты и местами перекрыты озерно-ледниковыми песками и суглинками. Наиболее крупные формы, вытянутые в субширотном направлении, наблюдаются к югу от Лужской возвышенности, в районе деревень Дуброво и Заозерья, восточнее массива Хаанья, у дер. Анокино, а также к северо-востоку от г. Пскова (гряда Ваулины горы); их длина составляет 2—5 км, высота колеблется от 10—15 до 40—50 м при ширине до 0.5 км. На междуречье Иссы и Великой располагается меридиональная гряда длиной 10 км и высотой 15—25 м, склоны которой террасированы.

Своеобразие рельефа данной области создается в первую очередь присутствием крупных изометрических холмистых возвышенностей, образующих своего рода цепочки, параллельные направлению движения льда в этом районе; при этом в пределах массивов отдельные формы рельефа часто также обладают ориентировкой, близкой к меридиональной. Интересно отметить, что все возвышенности располагаются «в тени» двух значительных повышений структурно-денудационного Ордовикского плато — Ижорского и Пандивере. Н. Н. Соколов (1961а) считал, что указанные массивы являются срединными образованиями, возникшими на стыке крупных ледниковых лопастей. Аналогичные взгляды на происхождение некоторых из них высказали С. С. Шульц и др. (1963), Н. С. Чеботарева (Последний европейский ледниковый покров, 1965), С. В. Яковлева (1966). В то же время такие возвышенности, как Лужская, Бежаницкая, Хаанья, Латгальская, неоднократно принимались в качестве краевых образований различных стадий валдайского оледенения при проведении границ последних.

По нашему представлению, все массивы имеют одинаковый генезис и являются срединными межлопастными образованиями, заложение которых определялось существованием крупных выступов древнего рельефа. В связи с этим расположение холмистых комплексов, видимо, не связано с максимальным распространением стадияльных надвигов, а является функцией подстилающей поверхности.

Обращает также внимание то обстоятельство, что линейные аккумулятивные формы ориентированы, за редким исключением, параллельно оси

понижений и склонам возвышенностей, образуя две основные ветви, одна из которых пересекает указанную область с севера на юг вдоль Псковско-Чудской котловины и восточного склона Хааньянского массива до верховий рр. Иссы и Утрои; вторая цепь гряд протягивается в широтном направлении вдоль понижения между Лужской и Судомской возвышенностями, затем постепенно поворачивает к юго-западу и в среднем течении р. Великой сливается с меридиональной ветвью; менее значительная цепь гряд обтекает Бежаницкую возвышенность с севера и северо-запада. Перечисленные гряды, видимо, являются радиальными образованиями ледниковых потоков, проникающих в бассейн р. Великой двумя путями: с севера через Псковско-Чудскую котловину и с северо-востока через понижение в среднем течении рр. Шелони и Сороти. Это представление хорошо согласуется с данными С. В. Яковлевой (1966), которая на основании изучения петрографического состава и ориентировки валунов делает вывод о том, что ладожский ледниковый поток благодаря влиянию Карбонового уступа постепенно отклонялся к юго-западу и обтекал Бежаницкую и Судомскую возвышенности.

Характерной чертой геоморфологического облика Ижорско-Себежской области является преобладание типов и форм рельефа, связанных с пассивным и мертвым льдом, особенно развитых в периферических частях возвышенностей и на равнине. Этот рельеф отличается весьма свежим обликом, несмотря на то что находится в сочетании с озерно-ледниковыми террасами, включая и самые низкие из них, т. е. располагается заведомо ниже уровней региональных приледниковых озер, фиксируемых повсеместно в пределах проксимальной зоны. В связи с этим приходится предположить, что образование рельефа окраинных частей возвышенностей и окружающих равнин на данной территории связано с одновременным существованием крупных глыб мертвого льда и озерно-ледниковых бассейнов. О начале формирования этого рельефа трудно судить, поскольку в настоящее время нет определенных сведений о возрасте срединных массивов; несомненно лишь, что оно продолжалось в течении всего позднеледниковья (т. е. с начала отступления льдов от краевых образований крестецкой стадии) и закончилось ко времени существования Балтийского ледникового озера, так как холмистые формы отсутствуют на террасе, связанной с этим уровнем (35—37 м).

Таким образом, в пределах рассматриваемой области на протяжении регрессивного этапа валдайского оледенения существовали специфические условия, выразившиеся в расчленении периферического покрова ледника на ряд лопастей и языков, а затем в отрыве и омертвлении последних. Благодаря этому краевые комплексы стадияльных надвигов валдайского оледенения на этой территории отсутствуют, и широтная зональность рельефа, характерная для области последнего оледенения, нарушена. Видимо, лишь самые южные возвышенности — Латгальская и Бежаницкая — фиксируют максимальное распространение ледникового покрова в вешсовскую стадию валдайского оледенения, поскольку краевая зона последней непосредственно причленяется к южной части указанных массивов.

В проксимальной зоне, кроме описанной выше полосы срединных межлопастных массивов, отдельные образования подобного рода наблюдаются в центральных частях Онежско-Ладожского и Карельского перешейков, где они возвышаются над окружающими равнинами на 100—150 м. Онежско-ладожский срединный массив включает в себя Олонецкую возвышенность, а также комплекс холмистого рельефа на между-речье Свири и Ояти, отделенный от Олонецкой возвышенности широтным ложбинообразным понижением, к которому приурочена р. Свирь. В целом массив представляет собой полосу холмистых образований, с небольшими

участками равнин, ориентированную с северо-запада на юго-восток и имеющую ширину 60 км при длине около 100 км.

Рельеф поверхности дочетвертичных пород неровный. Наиболее повышенная часть (абсолютные отметки до 125 м) располагается на севере, в районе оз. Большое Мужало, и связана с выступом допалеозойского основания, перекрытого маломощной толщей нижнепалеозойских осадков. Данное повышение образует доледниковый цоколь Олонецкой возвышенности и представляет собой аналог ядра огромного друмлина, аккумулятивная часть которого располагается в дистальном направлении. К югу от указанного выступа абсолютные высоты поверхности дочетвертичных пород постепенно понижаются в сторону р. Свири до 75—50 м. В районе г. Подпорожья наблюдается котловина с отметками от 0 до 50 м абсолютной высоты, прорезанная древней долиной субширотного направления — пра-Свирию (минимальная вскрытая отметка —34 м). Южнее р. Свири поверхность дочетвертичных пород снова повышается до 75—100 м на водоразделе Свири и Ояты. Этот выступ сложен девонскими и кембрийскими песчано-глинистыми осадками. В районе пос. Андроновское вскрыты фрагменты системы древних долин, в пределах которых дочетвертичные породы лежат на отметках ниже —45 м абсолютной высоты (скважина у пос. Игнатовские Бараки). Эти долины используются современными реками Оятью, Оштой, Тукшей, Сондалой. По данным М. Е. Вигдорчика и др. (Вигдорчик, и др., 1968), древние долины Онежско-Ладожского перешейка совпадают с линиями тектонических нарушений: прадолина системы Ошта—Тукша приурочена к уступу допалеозойского основания, пра-Свирь — к сбросам, амплитуда которых достигает 150—200 м.

Четвертичные отложения обычно имеют мощность от 25 до 75 м, при этом максимальные мощности приурочены к древним долинам (> 150 м, скважина в пос. Игнатовские Бараки). В указанных долинах разрез четвертичных отложений является наиболее полным, (неоген-четвертичные отложения, осадки лихвинского, одинцовского и микулинского межледниковья и соминского межстадиала). С поверхности широко развиты морена и озерно-ледниковые пески верхневалдайского возраста.

Современная поверхность массива представляет собой чередование полого-холмистых (на юге) и грядово-холмистых (на севере) участков и волнистых равнин, располагающихся на отметках 100—150 м. В пределах холмистых образований они достигают 175—200 м. Олонецкая возвышенность делится на две части широтным понижением в виде желоба, ограниченного на юге четко выраженным скатом высотой 40 м, к подножию которого приурочена р. Свирь. Среди холмисто-моренного рельефа Олонецкой возвышенности имеется значительное количество гряд длиной до 2.5—5 км при ширине 0.2—0.4 км. Они ориентированы в двух основных направлениях — СВ 40—45° (западная часть возвышенности) и СЗ 310—340° (восточная часть возвышенности). В центре рельеф лишен ориентировки. Южнее пос. Пай М. Е. Вигдорчиком описана радиальная моренная гряда меридионального направления длиной около 10 км при ширине 1—1.5 м и до 25 км высоты. В районе Тонозера встречены небольшие по площади звонцы. В южной части на междуречье Свири и Ояты значительные площади занимает камовый рельеф, сложенный тонкими осадками (алевритами и даже глинами). Наиболее контрастные камы располагаются в районе деревень Большая и Малая Падала и у дер. Каргиничи (рис. 3), здесь высота холмов достигает 30—35 м. Холмисто-моренный рельеф в южной части срединного массива отличается выположенностью форм, меньшими повышениями (10—15 м).

Участки волнистых равнин, наблюдаемые повсеместно среди холмистого рельефа, сложены большей частью мореной; аккумулятивные озерно-ледниковые равнины, встреченные на абсолютных высотах 130—160 м

южнее г. Подпорожья, к северу и к западу от пос. Андроновское, занимают небольшие площади и представляют собой образования местных подпруженных приледниковых озер. Полоса абрадируемых моренных и аккумулятивных озерно-ледниковых равнин с отметками 60—100 м абсолютной высоты протягиваются в широтном направлении вдоль долины р. Свири.

В районе г. Подпорожья имеется участок террасированных зандров — образований, в целом не характерных для проксимальной зоны. Выше мы уже говорили об абразионном скате на левобережье р. Свири. Все это, видимо, свидетельствует о проливе, существовавшем между Ладожским и Онежскими озерами в позднеледниковье.

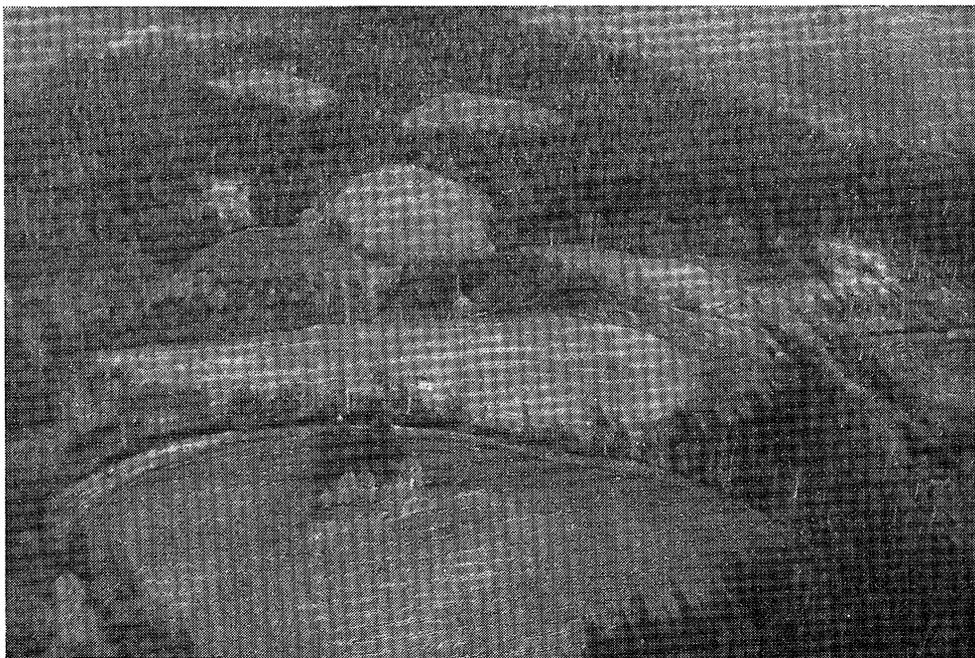


Рис. 3. Камы в районе дер. Каргиничи. Онежско-Ладожский перешеек.

Срединный массив Карельского перешейка (Котовская возвышенность) представляет собой аккумулятивное моренное плато высотой около 100 м, диаметром до 30 км, сложенное главным образом ледниковыми отложениями среднечетвертичного возраста. Морена валдайского оледенения, с поверхности сильно размытая и опесчаненная, слагает лишь самую верхнюю часть возвышенности (5—10 м). Современная возвышенность приурочена к выступу доледникового рельефа, представляющего собой невысокое (около 50 м) денудационное плато с абсолютными отметками поверхности 30—50 м, сложенное песчано-глинистыми отложениями нижнего кембрия. Склоны плато расчленены древними долинами, в пределах которых вскрыты абсолютные отметки до —70 м (скважина у оз. Красного).

Поверхность Котовской возвышенности плоская и слабо волнистая, с абсолютными отметками 180—200 м; местами наблюдаются участки контрастного камового рельефа. Наиболее четко выражены в рельефе северный и восточный склоны плато, представляющие собой террасированные скаты высотой 40—60 м, крутизной до 10—12°. Западный и южный склоны пологие. Северо-западный склон расчленен глубокими

ящикообразными долинами рр. Страницы, Волочаевки, образование которых, видимо, связано с выпахивающей деятельностью ледника и эрозией флювиогляциальных потоков.

Центральная возвышенность Карельского перешейка с юго-запада, юга и востока гирляндобразно окаймляется полосой своеобразного сложно расчлененного рельефа.³ Последний представляет собой чередование равнинных участков на абсолютных отметках от 30 до 60 м и островных возвышенностей, платообразные вершины которых достигают абсолютных высот 50 м (Всеволожская), 80 м (Юковская и Колтушская), 100 м (Токсовская, в районе пос. Осельки) и даже 140 м (Агалатовская). Таким образом, относительная высота этих возвышенностей составляет 40—50 м. Их размеры, форма и ориентировка весьма различны. Гряда Юкки—Порошкино—Мистолово шириной 1—4 км вытянута в широтном направлении на расстоянии 10 км. Токсовская возвышенность имеет меридиональное направление, ширину 2—3 км и протяженность около 20 км. Последняя на севере переходит в высокую террасу, севернее оз. Лемболовского прилепленную к Котовскому плато. Несколько обособленно лежат возвышенности неправильной формы: Агалатовская, Колтушская, Всеволожская. Между ними располагаются замкнутые впадины, занятые теперь или прежде озерами: Лемболовская, Охтенская и др. Несмотря на значительное разнообразие морфологии, данный рельеф характеризуется следующими общими чертами.

1. Приуроченностью всех основных возвышенностей к выступам кровли нижней морены или коренных пород.

2. Общей выровненностью поверхности, на которой отсутствуют положительные аккумулятивные формы; все многообразие рельефа создается различным сочетанием отрицательных форм.

3. Широким развитием термокарста. Наиболее распространены воронкообразные бессточные котловины глубиной до 10 м, диаметром до 20—30 м. Встречаются обширные замкнутые ложбины длиной около 1.5 км при глубине до 25 м и ширине 700 м, на склонах и дне которых в свою очередь располагаются замкнутые воронки диаметром несколько десятков метров. На склонах возвышенностей иногда наблюдаются полузамкнутые котловины типа ниш.

4. Широким развитием эрозионных форм рельефа, которые, как правило, обрываются у подножия возвышенностей. Эрозионные ложбины по морфологии резко отличаются от мелких долин, выработанных современной эрозией. Длина древних врезов невелика, до 300—400 м; в то же время ширина весьма значительна (150—200 м) и почти на всем протяжении остается одной и той же; крутизна склонов достигает 40—45°.

5. Склоны возвышенностей террасированы. Террасы часто глубоко вдаются в глубь возвышенностей в виде сложных заливов; среди низких террас наблюдаются останцы более высоких поверхностей. Площадки шириной от 3—5 до 100—200 м разделены уступами высотой от 3—4 до 20 м.

6. Все эти выработанные формы рельефа чаще всего взаимосвязаны. Так, системы эрозионных ложбин обычно приурочены к определенным террасам; широко распространены каскады полузамкнутых котловин (ниш), соединенных ложбинами, и т. д.

Принимая во внимание все перечисленные особенности, можно утверждать, что современный облик указанного рельефа обязан своим происхож-

³ Этот рельеф, изучавшийся С. А. Яковлевым (1926) и К. К. Марковым (1931а), а вслед за ними О. М. Знаменской (1956) и др., был описан как камовый. В течение последних лет Е. В. Рухина, В. С. Кофман, а также Т. В. Усикова (Усикова, Малясова, 1965) неоднократно высказывались в пользу эрозионно-абразионного происхождения этих образований.

дением наложению скульптурных форм на первичную плоскую аккумулятивную поверхность. В этом смысле возвышенности южной части Карельского перешейка нельзя считать камами в обычном понимании этого термина. Они представляют скорее «камовые террасы», по Флинту (Flint, 1929), образовавшиеся в результате заполнения песчаными отложениями крупных внутриледниковых озер, возникших с дистальной стороны Котовского плато. После вытаивания ледяных бортов водоема плоские озерно-ледниковые поверхности подвергались одновременной абразии, эрозии, процессам термокарста и были существенно преобразованы. Наиболее сложным является рельеф тех возвышенностей, в денудации которых принимали участие все вышеуказанные процессы (Юкковская, Колтушская, отчасти Токсовская). В то же время те из них, в которых эрозионные и абразионные процессы охватили только склоны, имеют наиболее выровненную, близкую к первичной поверхность (Всеволожская, Васкеловская).

Зона краевых ледниковых образований

В пределы данной территории входит значительная часть Валдайской возвышенности — главного конечноморенного пояса, представляющая собой дугу, простирающуюся от южного берега Онежского озера до верховьев р. Ловати на расстояние около 600 км. Она состоит из ряда возвышенностей, не имеющих четких орографических границ: западной окраины Мегорской гряды, Вепсовской возвышенности, Тихвинской гряды, Шереховичских высот, Остапковской гряды (за исключением ее южной части), Ревенецких и Воробьевых гор, и составляет наиболее крупный орографический элемент северо-запада Русской равнины. Он является основным водоразделом между бассейнами Балтийского и Каспийского морей. На Валдайской возвышенности преобладают высоты 150—200 м, которые иногда снижаются до 120 м и поднимаются в отдельных пунктах до 300—350 м.

Главный конечноморенный пояс представляет собой одновременно наиболее мощную полосу холмистого рельефа, включающего краевые образования вепсовской и крестецкой, а на северо-востоке и лужской стадий, сближенные между собой и является важным геоморфологическим и палеогеографическим рубежом. Все ледниковые формы, свойственные областям краевых образований, присутствуют здесь в разнообразных сочетаниях.

В северной части Валдайской возвышенности на участке между Онежским озером и истоками р. Капши плоские или слегка волнистые равнины внутренней зоны сменяются сначала более возвышенными волнистыми равнинами, среди которых встречаются изолированные пятна и небольшие массивы холмисто-моренного и камового рельефа; затем в дистальном направлении контрастность рельефа увеличивается, участки холмистых ледниковых форм становятся более обширными и сливаются, наконец, в сплошную зону краевых образований. В пределах полосы шириной около 20 км (от среднего течения р. Яндебы до истоков р. Капши) абсолютные высоты повышаются на 40—50 м.

На всем остальном протяжении главный конечноморенный пояс отделен от проксимальных равнин пологим скатом, имеющим на различных участках различную морфологию, протяженность и происхождение. Вдоль склона Вепсовской возвышенности скат почти не выражен в рельефе, кроме участка Пашозеро—дер. Лаврово и района дер. Хмельозеро, где его крутизна составляет 15—20 м на 1 км Южнее, вдоль Тихвинской гряды, высота ската изменяется от 40 до 90 м, ширина обычно составляет 6—7 км, местами уменьшаясь до 4 км. Абсолютные отметки его бровки постепенно

снижаются к югу от 220 до 160—150 м, подошвы — от 130 до 90 м. Здесь скат приурочен к уступу Карбонового плато и имеет извилистые, фестончатые очертания, отступая в глубину краевой зоны по долинам рр. Тихвинки, Воложбы и др. Эти заливообразные понижения имеют ширину до 2—3 км, U-образный поперечный профиль, крутые склоны и плоские днища; указанные особенности их морфологии, а также ориентировка, совпадающая с направлением движения ледника, свидетельствует о том, что образование этих форм обусловлено ледниковым выпахиванием дочетвертичных долин. На данном участке скат террасирован; наиболее четко террасы выражены вдоль склонов заливообразных понижений. Верхние террасы, расположенные на абсолютных высотах 120 и 140 м, являются структурно-денудационными и связаны с выходами известняков; нижние (с отметками от 90 и 115 м абсолютной высоты) — озерно-ледниковые, абразионные или абразионно-аккумулятивные.

Южнее Тихвинской гряды до Воробьевских гор скат имеет более сложное строение. Его ширина в целом увеличивается до 15—20 км; высота возрастает от 40—50 до 150 м, абсолютные отметки бровки колеблются от 140 до 220 м; подошва большей частью лежит на абсолютной высоте 90—110 м, местами снижаясь до 60 м. Очертания ската в плане остаются извилистыми, но «фестончатость» становится более крупной: обширные заливообразные понижения наблюдаются вдоль рр. Мды, Белой, Мсты, Поломети, Куянки, Пола, Маревки и др. На этом участке скат по-прежнему приурочен к уступу Карбонового плато. Структурно-денудационные террасы имеют здесь значительно меньшее развитие, в то время как количество абразионных террас возрастает, они расширяются. Верхние террасы (на высотах от 120 м и выше) обычно абразионные и абразионно-аккумулятивные, сравнительно узкие и небольшой протяженности, фиксируют существование кратковременных локальных приледниковых водоемов. Нижние (на отметках 60—110 м) большей частью аккумулятивные, представляют собой образования региональных приледниковых озер. Их поверхность часто сильно расчленена овражной сетью, создающей характерный холмисто-останцовый, эрозийный рельеф.

На юге, в верхнем течении р. Ловати, скат имеет высоту 30—40 м и является абразионным. Таким образом, в целом он обязан своим происхождением взаимодействию различных денудационных процессов: избирательной денудации, ледниковой экзарации, воздействию талых ледниковых вод, абразионно-аккумулятивной деятельности приледниковых озер и т. п.

Главный конечноморенный пояс почти на всем своем протяжении, от Онежского озера до верховьев р. Большой Тудер, приурочен к северо-западной окраине Карбонового плато и его склону. Плато, бронированное каменноугольными известняками и доломитами, имеет ровную, полого наклоненную на юго-восток поверхность, высота которой изменяется от 170 до 200 м. В среднем течении р. Мсты наблюдается крупное заливообразное понижение поверхности дочетвертичных пород, вытянутое в юго-восточном направлении — Мстинская впадина, выработанная в рыхлых верхнедевонских и нижнекаменноугольных породах. Абсолютные высоты ее днища составляют 55—65 м, глубина достигает 80 м, склоны асимметричные: северо-восточный имеет серповидную форму, ширину 3—5 км, он круче южного и сложен преимущественно известняками; юго-восточный выработан в песчано-глинистых отложениях и известняках, имеет более расплывчатые очертания и ширину до 10 км.

Склон Карбонового плато на участке от южного берега Онежского озера до долины р. Белой имеет меридиональное направление и образует здесь наиболее четко выраженный уступ поверхности дочетвертичных

пород. Верхняя часть уступа сложена каменноугольными известняками, нижняя — песчано-глинистой толщей и толщей переслаивания песков, глин и известняков нижнего карбона; ширина его сравнительно невелика и изменяется от 3—5 до 15 км, высота составляет 70—80 м.

Южнее Мстинской впадины склон Карбонового плато имеет юго-западное простирание и выработан в своей нижней части в песчано-глинистых девонских породах; верхняя часть сложена толщей переслаивания нижнего карбона; при той же высоте склона его ширина составляет здесь в среднем 15—20 км. Западнее р. Большой Тудер Карбоновый уступ меняет направление на меридиональное и уходит за пределы рассматриваемой территории. Древние долины обычно начинаются вблизи северной и северо-западной окраины Карбонового плато и пересекают его склон вкрест простирания последнего. Они врезаны в палеозойские породы на глубину 100—200 м, днища долин у подножия Карбонового уступа располагаются на отрицательных абсолютных высотах (до —130 м). Наиболее крупными из них являются прадолины систем Тихвинки—Соминки, Мсты—Уверы, Поломети—Березайки, прорезающие плато вплоть до восточной границы территории.

В верхнем течении рр. Куньи и Ловати поверхность дочетвертичных пород осложнена небольшой возвышенностью с отметками 80—120 м абсолютной высоты, сложенной девонскими карбонатными и песчано-глинистыми отложениями. На междуречье Удря, Ловати и Куньи бурением обнаружены фрагменты древней гидрографической сети; минимальные вскрытые отметки днищ древних долин составляют 20—25 м абсолютной высоты.

Строение четвертичного покрова в пределах зоны краевых ледниковых образований отличается значительной сложностью, частой сменой литологических и генетических разностей, изменчивостью мощности, в среднем его мощность составляет 40—60 м. Большая часть четвертичной толщи представлена ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями весовской и крестецкой стадий: моренной, разнозернистыми песками, алевритами, глинами. Более древние отложения встречены лишь в единичных пунктах и, как правило, приурочены к дочетвертичным долинам.

Зона краевых ледниковых образований характеризуется интенсивно пересеченным холмисто-озерным ландшафтом с абсолютными высотами от 100—120 до 170—200 м. Здесь широко развиты моренные холмы и гряды, камы, озы, флювиогляциальные дельты, звонцы и другие формы рельефа, часто смешанного генезиса, связанные с аккумуляцией и эрозией ледника и его талых вод. Наибольшие площади заняты холмисто-моренным рельефом, среди которого преобладает крупнохолмистый и холмисто-грядовой. Диаметры холмов изменяются от 300—500 м до 1 км, высота отдельных холмов колеблется от 15 до 50 м, форма их округлая или вытянутая, крутизна склонов 10—25°. Моренные гряды разбросаны среди холмов и обычно не имеют определенной ориентировки. Понижения, разделяющие холмы частично освоены эрозионной сетью, которая подчеркивает контрастность рельефа. В проксимальной части полосы краевых ледниковых образований холмисто-моренный рельеф часто значительно сглажен благодаря воздействию озерно-ледниковых бассейнов. Доминирующие высоты (свыше 200 м) образованы звонцами, обычно мелкими (диаметром 1—3 км²) и разнообразными по форме. Озы характеризуются разнообразной ориентировкой и встречаются в виде отдельных гряд, имеющих иногда значительную протяженность (до 10—15 км). В районе озер Городно и Видимир группы озов образуют грядовой рельеф. Наиболее крупные участки камов наблюдаются в районе г. Валдая и ст. Окуловка, а также на водоразделе рр. Ловати и Куньи. В последнем случае камы и расположенные между ними озера ориентированы в субмеридиональном направлении. Следует

сказать, что для западной оконечности главного конечноморенного пояса, примыкающей к Бежаницкой возвышенности, в отличие от всей остальной его площади часто характерна радиальная субмеридиональная ориентировка форм: озв, моренных и озерно-ледниковых гряд, ложбин стока.

Цепи холмистых образований разделяются сравнительно плоскими пространствами равнин: озерно-ледниковых, моренных и зандровых. Крупные площади аккумулятивных и абразионных моренных, озерно-ледниковых и озерных равнин с отметками поверхности 70—90 м располагаются в центральной части Мстинской впадины.

Для зоны краевых образований характерно большое количество озер, среди которых встречаются такие крупные, как Селигер, Валдайское, Пирос, Боровно, площадь которых достигает нескольких десятков квадратных километров. Встречаются озера круглые, лопастые, вытянутые, озера с причудливыми извилистыми очертаниями. Речная сеть развита слабо. В рельефе выражены, как правило, лишь долины, секущие проксимальный склон возвышенности.

В пределах Карбонового плато и вдоль Карбонового уступа широко и разнообразно представлены карстовые формы рельефа, среди которых наиболее распространены карстовые воронки блюдцеобразной формы от 5 до 20—30 м в диаметре и глубиной от 1 до 5 м, встречаются глубокие свежие воронки конусообразной формы с крутыми склонами и понорами, заваленными валунами, диаметр их колеблется от 10 до 20 м, а глубина от 2 до 8 м. Карстовые ложбины встречаются реже, они насчитываются единицами на правом берегу р. Мсты, в Ефимовском и Тихвинском районах. На дне ложбин часто наблюдаются исчезающие ручьи и озера. Карстовые долины приурочены к краевой полосе Карбонового плато и верхней части Карбонового уступа (долина р. Серебрянки, притока р. Мсты, и др.), длина их 1—2 км, ширина 20—50 м, глубина 3—10 м, склоны крутые, часто отвесные. Карстовое происхождение имеют также участки сухих русел некоторых рек: Суглинки, Куйсары, Рагуши и др. К числу крупных карстовых озер относятся озера Городно, Пирос, Ямное, Шерегодра, имеющие «жерла», в которые иногда полностью уходит вся вода из озера. По склонам долин таких рек, как Мста, Белая, Рагуша, Понеретка и др., встречаются карстовые пещеры и карстовые источники, гриффыны, воклюзы.

Отличительной особенностью Шероховичско-Вепсовского района является полоса высоких зандровых равнин на высотах от 180 до 260 м, протягивающаяся по линии Капшозеро—Курбозеро—верховья р. Ояти. Поверхность зандров волнистая или мелкохолмистая. Флювиогляциальные равнины здесь разделяют полосы холмисто-моренного рельефа. У южной границы этой полосы зандров, в 4 км к северу от дер. Ребов Конец, имеется участок рельефа, существенно отличающегося от окружающего холмисто-моренного и мелкохолмистого зандрового рельефа. Здесь расположен крупный отторженец известняков и глин нижнего карбона площадью до 5 км². Рельеф эрозионный, с врезом мелких долин до 20 м, осложненный карстовыми воронками.

Для Средне-Мстинского района типичным является преобладание аккумулятивных и абразионных моренных, озерно-ледниковых равнин, приуроченных к крупному понижению в поверхности дочетвертичного субстрата и окаймленных краевыми стадияльными образованиями.

В пределах Ревенецко-Осташковского района холмистого рельефа встречаются звонцы более крупного размера, чем на севере, камы занимают большие площади, особенно на участках, приуроченных к древним долинам. Характерны такие формы рельефа, как дельты ледниковых потоков, маргинальные ложбины стока, морены напора (гора Ореховая

и др.). Отличительной особенностью этого района является почти полное отсутствие карстовых форм рельефа в связи с большой и равномерной мощностью четвертичных отложений.

К основной краевой зоне относится и Верхнекуньинский район холмистого рельефа, окаймляющего «ловатский ледниковый язык», являющийся связующим звеном между основной краевой зоной и областью средних массивов проксимальной зоны, т. е. между Валдайской и Вязовско-Бежаницкой возвышенностями. В отличие от Валдайской возвышенности происхождение этого рельефа не связано с четко выраженным выступом коренных пород — Карбоновым уступом. Некоторые формы рельефа этого района характеризуются радиальной ориентировкой (последнее обстоятельство сближает его со срединными массивами Лужско-Бежаницкой области). Они наиболее четко выражены вблизи западной границы. Так, от г. Невеля на восток-северо-восток протягивается гряда длиной около 20 км, шириной 1—1,5 км, состоящая из ориентированных в том же направлении камовых холмов и озер. Продолжением ее к северу служат озы, моренные и озерно-ледниковые гряды, располагающиеся по обоим берегам р. Ловати. Довольно большие площади заняты камнями и к юго-востоку от г. Невеля, к югу от дер. Сиверста, а также на водоразделе рр. Ловати и Куньи. В последнем случае камы и расположенные между ними озера также ориентированы в субмеридиональном направлении. Такую же ориентировку имеют и ложбины стока, одна из которых расположена южнее г. Великие Луки, а другая к северу от оз. Серутского.

В верхнем течении р. Куньи на абсолютных отметках 140—150 м среди холмисто-моренного рельефа располагается значительный по площади и также меридионально ориентированный участок волнистой озерно-ледниковой равнины.

Дистальная зона

В пределах описываемой территории дистальная, «внешняя» по Н. Н. Соколову (1960), зона валдайского оледенения занимает сравнительно небольшие площади на востоке (западная часть Молого-Шекснинской низины) и юге, где она переходит в белорусское Полесье. Для этой зоны, прилегающей с внешней стороны к основной краевой зоне, характерно широкое распространение волнистых перигляциальных равнин, полого наклоненных на юг и юго-восток от 180 до 140—120 м абсолютной высоты (отдельные возвышенности имеют отметки до 220 м). Направление уклона современной поверхности совпадает с уклоном подстилающей поверхности коренных пород. Рельеф имеет в целом мягкие, сглаженные очертания. Переход от зоны главного конечноморенного пояса к дистальной зоне постепенный. Он осуществляется уменьшением контрастности холмисто-моренного рельефа; полосы краевых ледниковых образований сменяются зандровыми, а затем и озерно-ледниковыми равнинами, среди которых моренные гряды и холмы, камы и другие краевые формы встречаются единично или в виде разобщенных участков.

Восточный склон Валдайской возвышенности является переходной зоной от холмов и гряд главного конечноморенного пояса к террасированным равнинам Молого-Шекснинской низины, заходящей в пределы рассматриваемой территории на участке от истоков р. Лидь до р. Мологи и образующей периферическую зону валдайского оледенения. В целом современный рельеф возник здесь за счет размыва донных моренных равнин и краевых образований бологовской и едровской стадий тальми водами более поздней вепсовской стадии.

Поверхность дочетвертичного субстрата сложена моноклинально залегающими известняками и доломитами среднего карбона, а в районе

ст. Пестово нижнепермскими песчаниками и известковистыми глинами. Равнинная поверхность Карбонового плато понижается здесь с северо-запада на юго-восток от 180—175 до 125 м. Отдельные выступы достигают 195 м абсолютной высоты; к востоку же от ст. Пестово на небольшом участке абсолютные высоты, снижаются до 75 м. Древние долины почти не известны. Исключение составляет лишь прадолина Соминки—Тихвинки, пересекающая древний водораздел с северо-запада на юго-восток, возникшая в результате перехвата в районе озер Сомино и Вожанское.

Мощность четвертичных отложений, как правило, не превышает 25 м, иногда снижается до нескольких метров, в пределах выступов коренных пород у станций Хвойная, Подборовье и в ряде других мест. Лишь на тех участках, где расположены размывы краевые образования бологовской и едровской стадий, мощность четвертичного покрова возрастает до 50—60 м. В разрезе четвертичной толщи преобладают флювиогляциальные отложения вешовской, едровской и бологовской стадий; в меньшей степени участвуют морены и озерно-ледниковые глины. Более древние четвертичные отложения почти нигде не установлены. Здесь постоянно имеет место наложение флювиогляциальных песков разных стадий и залегание в основании четвертичной толщи галечников, обогащенных местными карбонатными породами.

Водно-ледниковые отложения преимущественно слагают зандры. Поверхность их волнистая, в целом наклонена на юго-восток, сильнее расчленена в проксимальной части; здесь относительные превышения достигают 5—10 м; местами у границы с основной краевой зоной заметны конусы выносов, сливающиеся основаниями и образующие единую зандровую равнину. В дистальном направлении пологие гряды и межгрядовые ложбины выполаживаются, сливаются и уплощаются. В ряде мест поверхность зандров переверена. На таких участках можно наблюдать отдельные заросшие лесом дюны (высотой до 15 м) и бугристые пески. Широко распространены обширные верховые торфяники. Среди крупнейших из них можно назвать Великий Мох, Стрельскую гладь, Шухмеровскую гладь, Ульяновскую гладь, Слеповское болото, болото Замхи и др. Зандры в дистальном направлении у восточных границ района переходят в озерно-ледниковые плоские террасированные равнины.

Для этой территории характерны крупные озера вытянутой формы, приуроченные часто к ложбинам стока: Сомино, Вожанское, Меглино, Великое и др. Аккумулятивные ледниковые образования представлены моренными холмами, озами, камами со следами размыва на склонах, на возвышенностях выделяются террасы с абсолютной высотой 140 и 150 м. Моренные равнины размывы. Ложбины стока многочисленны, они ориентированы с северо-запада на юго-восток.

Малая мощность четвертичных отложений и преобладание среди них песков, карбонатный состав подстилающих пород наряду с влажностью климата способствовали развитию карстовых форм рельефа. Особенно широкое распространение последние имеют в районе пос. Ефимовского к югу от Соминско-Тихвинской долины, к югу и северу от ст. Хвойной, у ст. Подборовье, к западу от ст. Кобожя. Наиболее распространены такие карстовые формы рельефа, как воронки, просадки и «блюдца» округлой или овальной формы. Диаметр их различен, от нескольких до сотен метров, при глубине, не превышающей 10—15 м. Ряд озер имеет на дне поноры и воронки и периодически исчезает или, наоборот, сильно разливается. К таким озерам относятся Ямное, Сухое, Ореховое, Клетно, Дубно и др. Мелкие карстовые долины, сухие в летний период, распространены близ дер. Ямское, у оз. Сомино, к юго-востоку от пос. Ефимовского. Особенно интересны карстовые явления у деревень Осташново и Ермолино к се-

веру от ст. Хвойная. Здесь наблюдается два этапа карста: нижний в известняках каширского горизонта и верхний в болотных железных бобовых рудах, отделенных от известняков флювиогляциальными песками. Наряду с открытыми карстовыми формами буровыми скважинами обнаружены и древние погребенные карстовые впадины.

На юге территории, в верховьях р. Западной Двины, среди волнистых водно-ледниковых равнин располагается полоса холмисто-моренного рельефа, проходящая по линии пос. Пухново—пос. Усмынь—с. Кресты. К юго-западу от нее коренные (девонские) породы залегают на абсолютных отметках 80—100 м и представлены чередованием карбонатных и песчано-глинистых отложений, на крайнем юго-востоке они сменяются известняками и доломитами. К северо-востоку, у озер Жижицкого, Велинского и Двиньего, они также представлены толщей переслаивания карбонатных и песчано-глинистых пород, поверхность которых располагается несколько выше, на абсолютных отметках около 100—120 м.

Четвертичные отложения этого участка имеют мощность от 25 до 50 м на северо-восточном участке, на юго-западе она возрастает до 75—100 м. С поверхности повсеместно залегают пески, главным образом несортированные флювиогляциальные; лишь в районе пос. Усмыни они приобретают более тонкий состав. Пески подстилаются мореной и имеют мощность 10—20 м. В геоморфологическом отношении южный район представляет собой волнистую равнину с абсолютными отметками 150—175 м и относительными превышениями до 5—7 м. Образование последней связано с аккумуляцией талых вод ледника в перигляциальной зоне вепсовской стадии. К юго-западу от пос. Усвяты встречен участок камового рельефа. Южнее г. Невеля граница между пологим камовым рельефом и задрами нечеткая. Интересно, что самым плоским рельефом характеризуется наиболее высокий участок к юго-западу от пос. Усмыни. Плоская равнина окаймляет также крупные озера — Жижицкое, Велинское и Двинье, в районе последнего отмечены дюны.

КРУПНЕЙШИЕ РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

В настоящем разделе рассматривается строение наиболее крупных и лучше всего изученных долин рр. Мсты, Ловати, Великой и системы рр. Ояти—Тукши—Ошты. Кроме того, приводятся некоторые данные о долинах рр. Луги, Шелони и Мшаги. Выбор этих долин обусловлен тем, что они являются хорошо разработанными, имеют наиболее полный комплекс террас, располагаются в разнообразных геоморфологических условиях и относятся к четырём крупнейшим водоемам Северо-Запада: Балтийскому морю, озерам Ладожскому, Псковско-Чудскому и Ильмень, позволяя, таким образом, составить представление о развитии гидрографической сети данной территории в целом.⁴ Поскольку в большинстве случаев долины современных рек являются составными, описание их ведется по отдельным участкам.

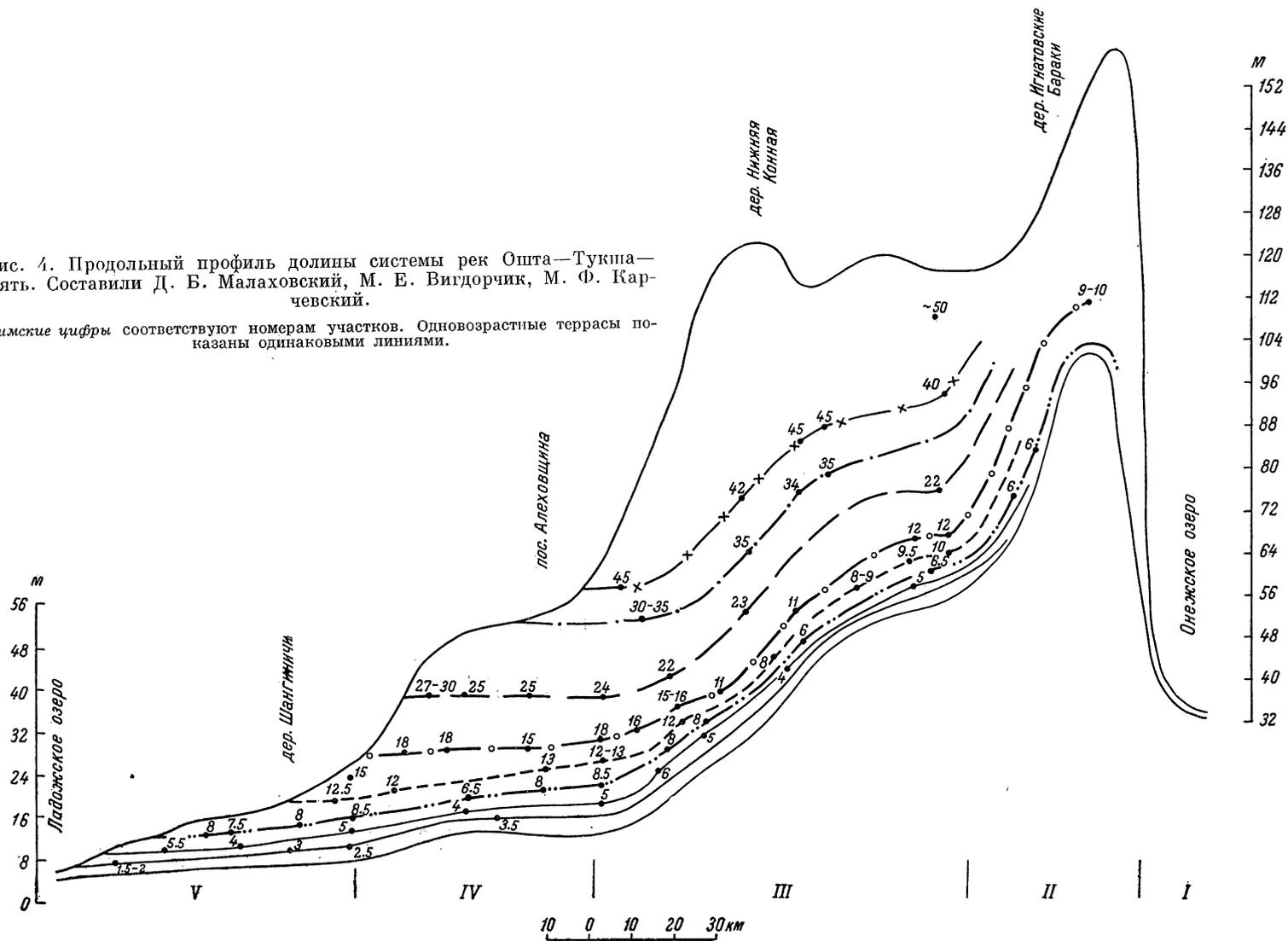
Система долин рек Ошты—Тукши—Ояти приурочена к полупогребенной древней долине, протягивающейся между Онежским и Ладожским озерами на расстоянии около 210 км. В ее пределах выделяется пять участков (рис. 4).

1. От устья р. Ошты до 207-го км от Ладожского озера. Река протекает в нижней части склонов Свирско-Оштинских и Мегорских высот, где падение ее составляет около 15—20 м/км, и по Прионежской низине;

⁴ О долинах таких крупных рек, как Волхов и Свирь, имеются лишь отрывочные, часто противоречивые данные.

Рис. 4. Продольный профиль долины системы рек Ошта—Тукна—Оять. Составили Д. Б. Малаховский, М. Е. Вигдорчик, М. Ф. Карчевский.

Римские цифры соответствуют номерам участков. Одновозрастные террасы показаны одинаковыми линиями.



вблизи Онежского озера падение уменьшается до 1—3 м/км, река сильно меандрирует. Долина имеет меридиональное и субмеридиональное направление, выражена не очень отчетливо; глубина ее составляет 10—20 м, а ширина достигает 1—1.5 км; по склонам имеются обнажения верхнедевонских и нижнекарбонных пестроцветных песчано-глинистых пород. Здесь развиты лишь пойменные террасы высотой 0.6 и 1.5 м.

II. От верховья р. Ошты до устья р. Тукши. Долина пересекает холмистую краевую зону и состоит из ряда участков северо-западной и северо-восточной ориентировки, совпадающих, по данным Д. И. Гарбара и М. Е. Вигдорчика (Вигдорчик и др., 1968), с основными направлениями дизъюнктивных тектонических нарушений в этом районе. К днищу долины в районе Оштинских озер приурочен водораздел между рр. Оштой и Тукшей; вблизи него падение рек невелико (0.4—0.6 м/км), западнее увеличивается до 1.8—2.0 м/км. Форма долины ящикообразная и V-образная, ширина изменяется от 1 до 2 км, глубина достигает 50—70 м. Склоны симметричные, с крутизной 15—20°. На этом участке, кроме поймы, развиты две докольные террасы высотой 5—6 и 9—10 м, шириной 50—100 м; в пределах склона холмистых образований они сложены с поверхности песчано-гравийным материалом с большим количеством валунов. В районе Оштинских озер отмечена лишь терраса 9—10 м, сложенная тонкими суглинками.

III. Долина р. Ояти от устья р. Тукши до дер. Шахтинополье. Река пересекает возвышенную моренную равнину, отделяющую Олонецкий срединный массив от главного конечноморенного пояса; направление ее до дер. Нижняя Конная северо-западное, ниже несколько раз изменяется от субмеридионального до широтного; падение реки не превышает 0.5 м/км, за исключением участка между деревнями Нижняя Конная—Нижнее Тойвино, где оно достигает 1.5 м/км. Форма долины ящикообразная, глубина от 60 до 80—90 м, ширина составляет 1.5—2.0 км. Склоны слегка вогнуты, имеют крутизну 15—30°, местами до 40°. Морфологический облик прямолинейного участка долины от устья Тукши до дер. Бор, видимо, свидетельствует о выпахающей деятельности ледника. По склонам, кроме высокой и низкой поймы высотой 1.0—1.5 и 4—5.5 м, прослеживаются пять надпойменных террас. Нижние из них, высотой 6—7 и 8 м, сложены с поверхности тонкими сортированными песками; верхние, высотой 10—12, 22—23 и 40—45 м, — грубозернистым гравийно-галечниковым песчаным материалом.

IV. От дер. Шахтинополье до дер. Бор. Долина имеет общее широтное и северо-западное направление, образуя севернее дер. Новинки кругую дугу, обращенную выпуклой стороной к северу. Река вступает в пределы террасированной озерно-ледниковой равнины; падение ее составляет 0.3—0.4 м/км. Здесь на значительном протяжении сохраняется ящикообразная форма долины; глубина ее уменьшается вниз по течению от 65 до 15 м; ширина изменяется соответственно от 1.8 до 0.8 км. На этом участке развиты две поймы, I и II надпойменные террасы высотой 7—8 и 12—12.5 м, сложенные тонким песчаным материалом; верхние террасы постепенно выклиниваются, сливаясь с озерно-ледниковыми террасами на абсолютных отметках 60, 52—54, 38—40 и 28—30 м.

V. От дер. Бор до устья. Река протекает в широтном направлении, пересекая озерно-ледниковую, а затем озерную равнину, обладает ничтожным падением и спокойным течением, меандрирует. Долина выражена слабо, имеет глубину 5—10 м, ширину не более 0.8—1.0 км. Кроме пойменных, здесь развиты I и II надпойменные террасы, которые западнее деревень Барково и Вахново выходят на озерные террасы ладожской трансгрессии с уровнями 12 и 16 м. Террасы аккумулятивные, сложены озерно-аллювиальными песками с прослоями погребенного торфа.

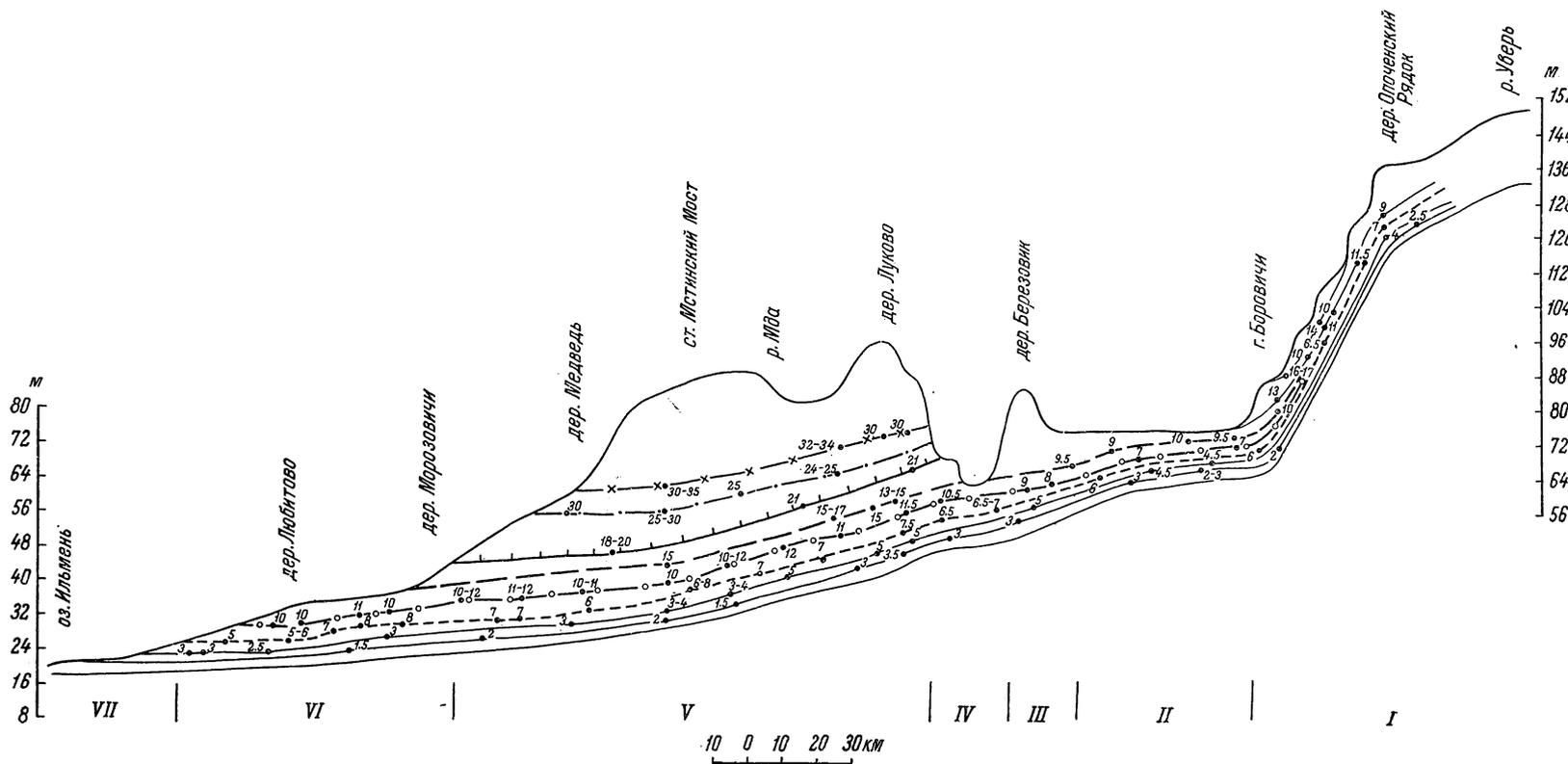


Рис. 5. Продольный профиль долины р. Мсты. Составили Д. Б. Малаховский, М. Е. Вигдорчик, М. Ф. Карчевский; использованы материалы В. С. Будрина и Э. В. Аспита.

Обозначения те же, что на рис. 4.

Долина р. Мсты. Мста берет начало из оз. Мстино близ г. Вышний Волочек и впадает в оз. Ильмень; длина ее 445 км. Это единственная крупная река, пересекающая Валдайскую возвышенность — главный водораздел Каспийского и Балтийского морей. Ниже рассматривается ее долина от пос. Опеченский Посад до устья, на расстоянии около 320 км (рис. 5). Этот отрезок может быть разделен на семь участков.

I. От пос. Опеченский Посад до устья р. Крупны. Долина прорезает краевые образования крестецкой стадии и характеризуется незначительной извилистостью; направление ее северо-западное. Продольный профиль реки имеет ступенчатый характер; падение русла составляет 57 м (в среднем 2.5 м/км), т. е. около половины общего падения реки. Долина повсеместно врезана в известняки карбона, образующие значительные пороги, наблюдаются карстовые явления. Недалеко от порога Вып отмечены вклюдзы. Гроты, из которых они вытекают, расположены на значительной высоте над урезом реки. Долина имеет глубину 15—20 м, ширину до 250 м и вблизи порога Вып приобретает каньонообразный характер. Террасы большей частью скульптурные, обычно имеют вид узких карнизов и прослеживаются весьма отрывочно; большая их часть, видимо, является локальными. Более или менее постоянны террасы высотой 7—8, 10—12 и 14—16 м.

II. От устья р. Крупны до устья р. Вельгии. Река прорезает древнюю флювиогляциальную дельту в районе г. Боровичей; сохраняя общее северо-западное направление, она интенсивно меандрирует. Падение русла уменьшается до 0.5 м/км. Глубина долины остается прежней, в то время как ширина возрастает до 1.5—2 км. В пределах г. Боровичей хорошо выражены и имеют значительную ширину следующие террасы: 1.5, 4.5, 6, 8—9 и 13 м; последняя ниже Боровичей выходит на озерноледниковую равнину с отметками 70—72 м, занимающую дно Мстинской впадины.

III. От устья р. Вельгии до дер. Малиновец. Река делает несколько крупных меандр, в целом изменяя направление с северо-западного на субширотное; падение составляет всего 0.1 м/км. Мста врезана в озерноаллювиальную равнину, приуроченную к широкому плоскому дню Мстинской впадины, на уровне II надпойменной террасы (9—11 м). I терраса имеет высоту 6—7 м, высокая и низкая поймы соответственно 4—4.5 и 2—2.5 м.

IV. От дер. Малиновец до пос. Светицы. Долина характеризуется четко выраженной северо-западной ориентировкой и извилистостью. Падение русла составляет 0.4 м/км. Долина врезана в пестроцветные девонские песчано-глинистые и мергелистые породы, перекрытые мало мощной мореной крестецкой стадии, и имеет каньонообразный характер. Высота коренных берегов увеличивается вниз по течению от 15 до 30 м; ширина долины изменяется от 250 до 500 м. Склоны обычно крутые, часто обрывистые, рассечены короткими, глубокими оврагами. Участки между близко расположенными оврагами имеют вид гребней, получивших название «петушков». На дне долины хорошо прослеживается низкая и высокая поймы; надпойменные террасы высотой 7—8 и 10—12 м выражены в виде узких карнизов. На этом и предыдущем участках современная река неоднократно пересекает погребенную древнюю долину.

V. От пос. Светицы до пос. Любытино. Река течет в субмеридиональном направлении, по дну ящикообразной древней долины, продолжающейся к западу вдоль р. Полоны. Ширина ее составляет 1.5—2 км, высота бортов 25—30 м. Долина врезана в донноморенную равнину крестецкой стадии и проходит вдоль склона Карбонового плато. Падение русла в пределах этого участка составляет 0.06 м/км. Склоны древней долины терра-

сированы; дно ее почти на всем протяжении является поймой р. Мсты. Высота I террасы 6—8.5 м; II — 10.5 м, III — около 14 м.

VI. От пос. Любытино до дер. Клепино. Долина характеризуется общей юго-западной, участками субширотной, ориентировкой. Мста пересекает здесь донноморенную равнину крестецкой стадии, абсолютные отметки которой составляют 80—90 м, резко уменьшаясь к юго-западу, на участке дер. Харитоново—дер. Клепино, до 30—32 м. Мощности морены обычно невелика, поэтому на значительном протяжении долина выработана в девонских песчано-глинистых осадках. Река на этом участке меандрирует; меандры иногда врезанные (дер. Селище—устье р. Мды), обычно же блуждающие. Падение русла составляет около 0.5 м/км. Поперечный профиль долины ящикообразный, реже V-образный, глубина изменяется от 35 до 55—60 м, уменьшаясь на участке резкого понижения моренной равнины до 15—20 м. Ширина составляет 350—700 м; крутизна склонов местами достигает 30—35°. На склонах прослеживается до шести надпойменных террас. Две нижние высотой 6—7 и 10—12 м являются, как правило, аккумулятивными. Верхние террасы выработаны в морене или сложены с поверхности грубозернистыми песками; лишь между деревнями Любытино и Новое Селище террасы большей частью аккумулятивные. Там, где речные террасы выходят на равнину, по данным М. Е. Вигдорчика, развиты древние дельты, располагающиеся на абсолютных отметках 60, 50—52 (у дер. Усть-Волма), 40—45 (у деревень Клепино—Борок) и 30—32 м (в районе дер. Морозовичи).

VII. От дер. Клепино до устья. Мста, меандрируя вместе с долиной, образует дугу длиной около 85 км, обращенную выпуклой стороной к северу. Река протекает в пределах аккумулятивной озерно-ледниковой равнины с абсолютными отметками 20—30 м; падение русла ничтожно и составляет не более 0.05 м/км. Глубина долины не превышает 10—15 м, ширина 0.5—0.8 км, возрастая вниз по течению до 2.5—3 км у деревень Белая Гора—Боженка. Здесь прослеживаются две надпойменные аккумулятивные террасы, высота которых в целом понижается вниз по течению от 11—12 до 10 м и от 7—8 до 5—6 м; террасы сливаются с равниной на абсолютных отметках 28—30 и 24—25 м. При впадении в оз. Ильмень р. Мста образует обширную дельту, сложенную тонкозернистыми глинистыми песками мощностью до 8 м; рельеф ее слабо волнистый благодаря присутствию прирусловых валов.

Долина р. Ловати. Река Ловать берет начало близ оз. Ловатец (за пределами данной территории) и впадает в оз. Ильмень; общая длина ее составляет 536 км. Ниже приводятся данные по средней и нижней части долины (от дер. Борисоглеб до устья на расстоянии около 420 км), которая состоит из семи участков.

I. От дер. Борисоглеб до устья р. Сверетицы. Река пересекает сначала задровую равнину с участками выположенного холмисто-моренного рельефа, а затем зону контрастных краевых образований, сохраняя общее меридиональное направление. Падение русла не превышает 0.2—0.3 м/км; река меандрирует. Глубина долины сначала составляет 6—7 м, увеличиваясь в пределах краевой зоны до 20—25 м; ширина изменяется от 100—120 до 250 м. Поперечный профиль долины часто асимметричный; на склонах развиты низкая (1—1.5 м) и высокая (до 2.5 м) поймы; у дер. Заозерье отмечены небольшие участки террас высотой 4.5—5.0 м.

II. От устья р. Сверетицы до северной окраины г. Великие Луки. Падение реки резко увеличивается (до 1.4 м/км), что связано с пересечением ею проксимального склона главного конечноморенного пояса. Ширина долины 100—200 м, глубина 10—17 м, форма долины V-образная, крутизна склонов 20—40°. У дер. Малахово отмечены узкие площадки

террас высотой 6 и 12 м, а в 7 км выше г. Великие Луки, по данным К. И. Солоневича (1938), наблюдается терраса высотой 6—8 м.

III. От северной оконечности г. Великие Луки до дер. Марьино. Долина представляет собой озерно-аллювиальную равнину (на уровне высокой поймы), образованную озерными разливами р. Ловати и ее притоков при выходе последней из холмистой краевой зоны на равнину. Падение русла невелико и составляет всего 0.1 м/км. Глубина вреза не превышает 3—4 м. Озерно-аллювиальная равнина имеет плоскую заболоченную поверхность и располагается на абсолютных отметках 90—95 м; ее однообразный рельеф нарушается лишь низкими прирусловыми валами.

IV. От дер. Марьино до дер. Чернецкой. Долина врезана в плоскую донноморенную равнину крестецкой стадии, абсолютная высота которой постепенно снижается к северу от 100 до 80—85 м. До пос. Подберезье река в целом сохраняет меридиональную ориентировку; ниже она резко, почти под прямым углом изменяет направление на широтное (при впадении р. Хлавицы) и снова на меридиональное (при впадении р. Большой Смоты). По мнению И. В. Даниловского (1931), это обстоятельство, вероятнее всего, говорит о перехвате верховьев пра-Хлавицы, которая, по-видимому, впадала в приледниковое озеро, оставившее после себя обширный Полистовско-Ловатский болотный массив. Захват был произведен левым притоком р. Ловати, имевшей более низкий базис эрозии. Истоком последней в это время могли быть рр. Большая и Малая Смота. На этом участке падение русла возрастает до 0.5 м/км, а глубина долины увеличивается до 12—16 м; форма долины ящикообразная, ширина около 200—250 м. У дер. Легот наблюдаются перекаты и пороги; от дер. Борка и ниже зафиксированы выходы девонских пород. Кроме высокой (до 5 м) и низкой (до 3 м) пойм, здесь отмечена I (высотой 7—9 м) и II (высотой 11—12 м) надпойменные террасы. Между деревнями Сельцом и Запольем наблюдаются террасы врезывания.

V. От дер. Чернецкой до дер. Раково. Река пересекает в субмеридиональном направлении Холмскую котловину, дно которой располагается на абсолютных отметках около 70—75 м и сложено ленточными глинами; падение русла не превышает 0.3 м/км. Форма долины ящикообразная, глубина около 15—20 м, от г. Холма и ниже до 30—32 м, при ширине 250—400 м. Кроме описанных выше пойменных и двух надпойменных террас, здесь впервые появляются еще три надпойменные террасы относительной высотой 15, 20 и 26 м. Верхние террасы нередко являются цокольными.

VI. От дер. Раково до дер. Черенчицы. Долина р. Ловати, как и сама река, сильно меандрирует, сохраняя при этом общее субмеридиональное направление, и врезана в девонские отложения, перекрытые маломощной донной мореной, слагающей плоскую заболоченную равнину, поверхность которой постепенно снижается вниз по течению р. Ловати от 75 до 32 м. Падение русла составляет выше дер. Бушевки около 0.06 м/км, ниже дер. Глухой 0.16 м/км; а на участке дер. Бушевка—дер. Глухова около 2 м/км; здесь широко развиты перекаты, образованные валунами вымытыми из морены. Долина р. Ловати на данном участке является наиболее разработанной, характеризуется ящикообразной формой, имеет глубину 20—50 м, ширину 1—1.5 км и наибольшее количество террас. Здесь, кроме пойменных, отмечено пять уровней террас с относительной высотой 7.5—9, 9—11.5, 13.5—16, 18.5—20 и 26—35 м. Террасы обычно цокольные, нижняя их часть сложена девонскими отложениями и мореной. Три верхние террасы являются локальными и отражают, по-видимому, различные стадии соединения озерно-ледниковых бассейнов, располагавшихся в пределах Ильменской и Холмской котловин.

VII. От дер. Черенчицы до устья река протекает по озерно-ледниковой равнине с абсолютными отметками 20—32 м, вступая ниже дер. Юрьево

в область дельты; ее падение не превышает 0.1 м/км. Долина характеризуется постепенным выполаживанием, выражена в рельефе нечетко, глубина ее снижается от 10 до 4 м. В районе дер. Рамушево от нее отходит I надпойменная терраса, ниже в рельефе выражена лишь пойма высотой 3—4 м. Река Ловать вместе с рр. Полистью, Редью, Полой образуют одну общую обширную дельту, имеющую площадь около 300 км²; рельеф дельты волнистый, с превышениями до 3 м; здесь развита густая сеть проток и озер.

Долина р. Великой. Река Великая имеет длину около 410 км, начинается на Бежаницкой возвышенности, а затем течет в северном направлении в пределах Псковской низины и впадает в Псковское озеро. Характер долины, несмотря на большую протяженность, не столь разнообразен, как у составных долин рр. Ояти, Мсты, Ловати и др. Она состоит из двух участков.

I. От оз. Большой Вяз до оз. Езерского. Здесь р. Великая пересекает Бежаницкую возвышенность, ее долина имеет четковидные очертания, включая в себя ряд озерных котловин. Моренные и камовые холмы местами вплотную подступают к реке. Высота их над урезом воды достигает 30—50 м. Ширина долины на этом участке (0.5—3.0 км) определяется шириной озер, которые река соединяет. В долине выражены поймы высотой до 2—3 м. Падение реки составляет здесь в среднем 0.7—0.9 м/км, достигая в верховьях 1.5—2 м/км.

II. От оз. Езерского до устья. Река протекает среди озерно-ледниковой равнины, поверхность которой постепенно понижается к северу от 100—120 до 35—40 м; на отдельных участках река пересекает камовые и озовые гряды. Падение реки в целом назначительно, 0.2—0.4 м/км. Глубина долины, имеющей местами корытообразную или V-образную форму, изменяется в пределах 12—20 м; ширина значительная, местами до 2 км. На склонах наблюдаются две аккумулятивные террасы высотой 5—8 и 9—12 м; вблизи Псковского озера последние выходят на озерно-ледниковую равнину с отметками 38—40 м и озерную террасу с отметками 34—35 м. При впадении в Псковское озеро р. Великая образует дельту, значительно уступающую по размерам дельтам рр. Ловати и Мсты.

Долина р. Шелони изучена на расстоянии около 130 км, от г. Порхова до впадения реки в оз. Ильмень. На всем протяжении она врезана в озерно-ледниковую равнину, ступенчато понижающуюся в сторону Ильменской котловины; глубина долины уменьшается вниз по течению от 15—20 до 7—8 м, ширина соответственно возрастает от 250—500 до 1000—1500 м. Долина р. Шелони сравнительно мало извилиста, меандры обычно врезанные. Падение русла у верхней части до г. Сольцы составляет от 0.4 до 1 м/км, местами наблюдаются перепады; ниже падение ничтожно: на расстоянии около 50 км оно изменяется на 0.4 м. Поперечный профиль долины часто асимметричный: левый склон является более крутым и расчлененным. В рельефе выражены две пойменные (высотой 1.5—2.7 и 4—5 м) и три надпойменные террасы, высота которых увеличивается вниз по течению; ширина колеблется от 20 до 150 м. I надпойменная терраса высотой от 6—6.5 до 8—9 м является аккумулятивной и сложена песками различного состава; в районе г. Сольцы она заливообразно расширяется до 500—600 м. Ниже дер. Скирино I терраса выклинивается, сливаясь с равниной на отметках 25—26 м. II и III надпойменные террасы высотой 7—12 и 9—15 м скульптурные, ниже г. Сольцы они выходят на озерно-ледниковую равнину с высотами соответственно 30—32 и 35—36 м. При впадении в оз. Ильмень р. Шелонь также образует дельту.

Долина р. Мшаги, левого притока р. Шелони, в верхнем течении, до дер. Закибье, имеет северо-восточное и широтное направление и представляет современный эрозионный врез глубиной от 1 до 8—10 м и шири-

ной 50—200 м; ниже дер. Уторгоши появляются площадки низкой (2—2.5 м) и высокой (3.5—4 м) пойм. У дер. Закибье река поворачивает на юго-восток, используя на этом участке полупогребенную древнюю долину; глубина долины резко возрастает до 20—26 м, ширина составляет здесь 1—1.3 км. Кроме пойменных террас, здесь прослеживаются три надпойменные, соответствующих террасам р. Шелони: 6—8, 8—12 и 10—17 м. Верхние террасы являются цокольными, III терраса имеет на всем протяжении ширину до 0.5 км и горизонтальную поверхность на отметках 35—37 м, сложенную тонкими песками и супесями ленточного типа; видимо, она фиксирует существование озерно-ледникового залива по древней долине р. Мшаги. Поверхность II террасы сложена разнородными песками и представляет дно протоки, соединявшей небольшое локальное озеро в среднем течении р. Мшаги с региональным Ильменским озерно-ледниковым бассейном.

В целом долины рр. Шелони и Мшаги по набору и высоте террас хорошо увязываются с долинами рр. Ловати и Мсты и, следовательно, характеризуются общим ходом развития, определявшегося колебаниями уровня Ильменского водоема в поздне- и послеледниковое время.

К сожалению, до сих пор мы располагаем весьма ограниченными сведениями о строении долин и террас рек, впадающих непосредственно в Балтийское море. Имеющиеся данные касаются лишь верхнего течения долины р. Луги протяженностью всего около 90 км. Этот участок, однако, весьма интересен для выяснения связи между позднеледниковыми озерами Балтийской и Ильменской впадин. Река Луга берет начало вблизи оз. Ильмень в Тесово-Нетьльском болоте, откуда направляется к югу согласно уклону поверхности; затем делает крутой изгиб, поворачивает на запад и, постепенно отклоняясь к северу, пересекает свой собственный водораздел в районе краевой зоны лужской стадии. Даже в пределах изученного отрезка, на сравнительно небольшом протяжении, долина реки является сложной и состоит из пяти участков.

I. От истока до дер. Покровки. Река течет в южном и юго-западном направлении, пересекая моренную равнину с абсолютными отметками 50—70 м. Долина неглубокая (от 3 до 10 м), ширина не превышает 300—400 м, склоны пологие, 10—12°, с нечетко выраженной бровкой. Здесь наблюдается лишь пойма высотой 2—3 м.

II. От дер. Покровки до дер. Ожогин Волочек. Река течет в пределах краевой зоны; направление широтное. Долина ящикообразная, симметричная, глубиной 15—25 м и шириной до 1 км, с плоским заболоченным дном, по которому меандрирует река. Кроме высокой (4—5 м) и низкой (2—2.5 м) пойм прослеживаются две террасы высотой 10 и 15—17 м, верхняя из которых является скульптурной, нижняя цокольной.

III. От дер. Ожогин Волочек до дер. Заполье. Река поворачивает на северо-запад; ее русло, как и долина, в целом отличается исключительной прямолинейностью; форма долины V-образная, глубина 23—25 м, ширина не более 0.6—0.7 км. Здесь развиты две надпойменные террасы высотой 6 и 10—11 м. Верхняя из них, прослеживаемая почти непрерывно вдоль левого склона, имеет ширину 150—200 м, сложена с поверхности хорошо окатанным песчано-галечным материалом. Эта терраса расчленена эрозионными промоинами длиной до 0.5 км, параллельными реке и направленными обычно в сторону, противоположную ее течению. Весьма характерно, что промоины, пересекающие I террасу и нижнюю часть склона (до высоты 10 м) направлены по течению реки.

IV. От дер. Заполье до дер. Заозерье. Направление долины сохраняется, однако резко изменяется ее морфология. Глубина долины составляет 20—23 м, ширина 1.5—2 км, поперечный профиль ящикообразный. Река меандрирует по плоскому дну, образуя озеровидные расширения,

протоки, старицы. Кроме широкой (до 0.7—0.8 км) поймы, отмечены три террасы высотой 6—8, 11—14 и 17—20 м.

V. От дер. Заозерье до устья р. Удрайки. Долина врезана в озерно-ледниковую равнину с абсолютными отметками, близкими к 50 м, имеет глубину 12—14 м, ширину 0.5—0.7 км, очень пологие склоны. Развита аккумулятивная терраса высотой 5—6 м.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы. Две верхние террасы р. Луги связаны с уровнями озерно-ледниковых водоемов и фиксируют существование протоки между Ильменским бассейном и озером, располагавшимся к северо-западу от Лужской краевой зоны и подпруженной последней. Обе террасы наклонены к юго-востоку, т. е. в сторону, противоположную течению реки. Для II террасы этот уклон подчеркнут направлением эрозионных промоин. Видимо, р. Луга первоначально имела здесь течение, обратное современному, и впадала в позднеледниковое озеро, занимавшее Ильменскую котловину. Когда уровень последнего упал ниже абсолютных отметок 50—52 м, произошел перехват р. Луги левым притоком р. Оредежи в районе дер. Изори, благодаря чему вся система верхнего течения р. Луги направилась на север, потеряв связь с Ильменским озером. Очевидно, в это время уровень Балтики лежал уже значительно ниже, чем уровень Ильменя.

Рассмотренные долины крупнейших рек Северо-Запада пересекают почти всю указанную территорию. Различные их участки располагаются в разнообразных геолого-геоморфологических условиях, взаимно дополняя друг друга и являясь в целом достаточно типичными по своему строению. Все реки принадлежат бассейну Балтийского моря; наиболее крупные из них (Ловать, Мста, Оять, Великая) начинаются в пределах главного конечноморенного пояса или дистальной зоны задровых равнин, т. е. на основном водоразделе Северо-Запада, и пересекают обширные внутренние равнины. Как было описано выше, строение этих долин неоднократно изменяется на протяжении реки под влиянием ряда факторов; важнейшим из них является характер пересекаемого рельефа. Можно выделить пять основных геоморфологических поясов, в пределах которых долины различных рек обладают сходным обликом.

1. При пересечении основной краевой зоны реки характеризуются извилистостью, небольшим падением, изменчивой глубиной и асимметричным продольным профилем долины. Кроме поймы, обычно прослеживаются одна, реже две-три, террасы, обычно связанные с локальными приледниковыми водоемами.

2. На проксимальном склоне главного конечноморенного пояса реки отличаются прямолинейностью течения, наибольшим падением (до 2.5 м/км) часто ступенчатым продольным профилем, с порогами и перекатами, V-образной и каньонообразной формой долины: в районе Карбонового уступа реки врезаны в коренные породы. Террасы, число которых не превышает двух-трех, развиты в виде узких карнизов и являются обычно скульптурными, реже докольными.

3. Вступая в пределы озерно-ледниковых равнин высоких уровней (75—120 м), располагающихся вдоль подножия проксимального склона, реки резко теряют уклоны, начинают меандрировать, причем меандры обычно врезанные; здесь наблюдаются две пойменные и две-три надпойменные террасы. К этому участку нередко приурочены озерные разливы рек: современные (рр. Ловать, Полометь) или более древние (р. Мста, на уровне II террасы).

4. При пересечении донных моренных равнин благодаря небольшой мощности четвертичных отложений реки часто врезаны в коренные породы или используют полупогребенные древние долины, меандрируют, отличаются изменчивым падением; иногда наблюдаются перекаты. Меандры

обычно блуждающие, реже врезанные. Долины хорошо разработаны и характеризуются ящикообразной формой, максимальной глубиной и шириной, крутыми склонами, наиболее полным набором террас (до 5—6 м).

5. Наиболее крупные современные базисы эрозии Северо-Запада окружены полосой ступенчатых аккумулятивных озерно-ледниковых равнин низких уровней (20—60 м). Реки здесь имеют незначительное падение, меандрируют (меандры обычно врезанные). Глубина долины постепенно уменьшается вниз по течению. Речные террасы на этом участке имеют почти горизонтальную поверхность и последовательно выклиниваются, выходя на озерно-ледниковые террасы.

Следует сказать, что все вышеизложенное относится к хорошо разработанным долинам, имеющим достаточно длительную историю развития. Эти особенности выражены значительно менее четко в долинах таких рек, как Оять и Тукша, морфология которых почти на всем протяжении определяется их приуроченностью к древнему эрозионному врезу. Реки, берущие начало на местных водоразделах (Шелонь, Луга и др.) располагаются в пределах двух последних поясов. Их облик в значительной степени зависит от состава отложений, в которые они врезаны; здесь обычно развиты лишь поймы и нижние две-три террасы.

Заложение современной речной сети Северо-Запада произошло в процессе деградации валдайского оледенения. Общее направление стока определялось наклоном поверхности данной территории к северу и северо-западу, существовавшим еще в доледниковое время и значительно увеличившимся за счет возникновения возвышенностей главного конечного моренного пояса. Первоначально этот уклон был использован тальми ледниковыми водами, к ложбинам стока которых часто приурочены реки. Заложение и начальные этапы развития долин несомненно определялись также особенностями геологического строения территории, рельефом поверхности дочетвертичных пород и, вероятно, новейшими тектоническими движениями. Об этом говорит нередко наблюдаемая связь направления долин с простиранием тех или иных горизонтов дочетвертичных пород или их трещиноватостью, приуроченность участков рек к древним долинам и линиям предполагаемых тектонических нарушений.

Дальнейшее формирование долин и возникновение террас было связано с приледниковыми водоемами и колебаниями их уровней, о чем свидетельствуют древние дельты, переход речных террас в озерно-ледниковые равнины и т. д. Комплексы террас в различных долинах Северо-Запада хорошо увязываются между собой. Образование высоких террас (V и VI) было связано с единым базисом эрозии, которым являлось региональное озеро, занимавшее Псковскую, Шелонскую и Ильменскую депрессии и прилегающие районы. Верхние террасы нередко фиксируют существование проток между этим бассейном и рядом обособленных водоемов располагавшихся в пределах Мстинской впадины, Холмской котловины, в среднем течении р. Луги и т. д. Возникновение более низких террас (II—IV) обусловлено изменением уровней локальных водоемов; их набор и высота индивидуальны для каждой долины. После освобождения территории от ледникового покрова и регрессии позднеледниковых бассейнов развитие долин определялось колебаниями уровней Балтики и крупных реликтовых озер — Ладожского, Онежского, Ильменского, Псковского и Чудского,

В табл. 2 сведены данные об уровнях террас крупнейших рек, а также произведена их увязка. Заключения о возрасте верхних террас являются предварительными, поскольку сведения о времени формирования слагающих их осадков отсутствуют. Наиболее достоверно устанавливается возраст I надпойменных террас, отложения которых, охарактеризованные по данным палинологического и радиоуглеродного анализов, имеют голо-

Сопоставление речных террас с уровнями поздне- и послеледниковых озер

Возраст террас	Основные этапы развития водосемов	Бассейн оз. Ильмень				Бассейн Ладожского озера		Бассейн Псковского озера		Бассейн Балтийского моря		
		уровни водосемов (абс. выс., м)	речные террасы (отн. выс., м)			уровни водосемов (абс. выс., м)	речные террасы (отн. выс., м) р. Оять	уровни водосемов (абс. выс., м)	речные террасы (отн. выс., м) р. Великая	уровни водосемов (абс. выс., м)	речные террасы (отн. выс., м) р. Луга (верхнее течение)	
			р. Ловать	р. Мста	р. Шелонь							
Голоцен	суббореальный	Ладожская трансгрессия	—	—	—	—	12	I 6—8	—	—	—	—
		—	—	—	—	—	16	II 12—13	—	—	—	—
	Трансгрессия оз. Ильмень	25—26	I 7—9	I 5—8	I 6—8	—	—	—	—	—	—	
	атлантический	Литориновая трансгрессия	—	—	—	—	—	—	—	—	6—8	I 5.5—7
	бореальный	Трансгрессия псковского озера	—	—	—	—	—	—	34—35	I 5.5—7.5	—	—
Невская стадия (?)	Регрессии локальных позднеледниковых озер	30—32	II 10.5—12	II 9—12	II 8—12	28—30	III 15—18	—	—	—	—	
		35—36	III 13.5—16	III 13—16	III 9—15	38—40	IV 22—30	38—40	II 8—10.5	—	—	
		40—42	IV 18.5—20	IV 18—21	—	—	—	—	—	—	—	
	Регрессия регионального приледникового озера	52—54	?	V 25—30	—	—	V 34—35	—	—	—	—	II 10—14
		55—60	VI 26—35	VI 30—35	—	—	VI 42—45	—	—	—	—	III 15—20

Примечание. Римские цифры — номера речных террас.

ценовый возраст (Лисицина, 1961; Вигдорчик, 1962; Палеогеография и хронология . . ., 1956). Все сведения относятся к рекам, принадлежащим к бассейну оз. Ильмень. Наиболее полным является разрез 6-метровой террасы р. Куны у дер. Сухая Горка, где вскрыты отложения атлантического и суббореального периодов голоцена; судя по палинологической характеристике, формирование площадки террасы закончилось к началу субатлантического времени. Этот же возраст имеет I надпойменная терраса р. Щережи у дер. Рвеницы. В остальных пунктах вскрыты отложения атлантического (р. Ловать у дер. Черенчицы) и бореального (р. Мста у дер. Змеево)⁵ периодов голоцена, слагающие цоколь I надпойменной террасы высотой 5—8 м; в последнем разрезе выше глины бореального возраста лежат глины мощностью 1 м, палинологически не охарактеризованные.

Сведения о возрасте аллювия первых террас рек, относящихся к другим бассейнам, в настоящее время отсутствуют, в связи с чем их датировка может быть произведена лишь предположительно. Видимо, в долинах рек, впадающих в Финский залив (Плюса, Луга), эта терраса связана с литориновой трансгрессией и имеет атлантический возраст. I надпойменная терраса р. Великой вблизи Псковского озера сливается с озерной равниной высотой 34—35 м, образовавшейся, по данным Э. Ю. Саммета, в бореальное время. II терраса р. Ояти высотой 12—13 м связана с максимальным уровнем (16 м) Ладожской трансгрессии суббореального возраста (Лисицина, 1961); соответственно I терраса высотой 6—8 м, выходя на озерную равнину с отметками 12—13 м, фиксирует уровень спада этого озера. Таким образом, колебания уровней послеледниковых водоемов были асинхронны и, возможно, определялись тектоническим фактором.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВОГО АККУМУЛЯТИВНОГО РЕЛЬЕФА И СТАЦИАЛЬНЫЕ КРАЕВЫЕ ЗОНЫ

Ледниковый рельеф на преобладающей части территории характеризуется хорошо выраженной зональностью, связанной со стадийностью последнего оледенения. В направлении с юго-востока на северо-запад прослеживается несколько поясов краевых образований, фиксирующих последовательные стадии отступления ледникового покрова. Краевые комплексы местами имеют сплошное распространение и образуют крупные линейные возвышенности, иногда же наблюдаются среди равнин в виде разрозненных пятен холмистого и грядового рельефа. Увязка последних и прослеживание границ стадий имеет весьма важное значение для стратиграфии четвертичных отложений данного района, представленных главным образом образованиями периода максимального развития и отступления валдайского оледенения. В настоящее время можно говорить об некоторых индивидуальных чертах рельефа различных стадий, связанных с изменением динамики ледникового покрова, условий таяния и степени влияния подстилающей поверхности на протяжении регрессивного этапа оледенения. Разновозрастные краевые зоны отличаются друг от друга по конфигурации, соотношению форм активного и пассивного льда в холмистых комплексах и характеру перигляциальных водных образований.

⁵ Разрез у дер. Змеево, по наблюдениям М. Е. Вигдорчика (1962), обнаружившего и опробовавшего эти отложения, характеризует I надпойменную террасу р. Мсты высотой 6—8 м. Однако позднее Н. С. Чеботарева и М. Е. Вигдорчик (Последний европейский ледниковый покров, 1965) без каких-либо пояснений отнесли указанный разрез уже ко II надпойменной террасе высотой 12—13 м, определяя возраст последней как бореальный. Мы принимаем первоначальную привязку этого разреза.

Краевые образования *бологовской* (максимальной) стадии, сравнительно хорошо сохранившиеся от последующего размыва, расположены в Калининской области за пределами рассматриваемой территории, в 25—40 км к востоку от ее границы. В районе ст. Бологое у дер. Городка наблюдаются конечные морены, представленные цепью контрастных моренных гряд и вытянутых холмов, выступающих над окружающими зандрами на 30—40 м. У дер. Куженкино гряды более пологи, имеют высоту до 10—15 м и сложены несортированным глинистым песком с гравием и галькой. К северо-западу от ст. Фирово краевые образования максимальной стадии представлены группой пологих холмов расплывчатых очертаний со следами размыва тальми ледниковыми водами на склонах. Здесь граница стадии подчеркивается маргинальной ложбиной стока с флювиогляциальными террасами в верхней части склонов, к которой приурочена р. Граничная. В пределах рассматриваемой территории на востоке Новгородской области в районе ст. Пестово среди зандров располагаются группы выложенных холмов, представляющие, видимо, проксимальную часть краевого комплекса этой стадии.

Краевые формы рельефа представлены главным образом образованиями активного льда. Бологовские краевые образования в значительной степени размывы тальми ледниковыми водами и часто погребены под зандрами последующих стадий. Первичный ледниковый облик рельефа в пределах этого пояса преобразован, озера спущены, эрозионная сеть менее извилиста и разветвлена по сравнению с другими краевыми комплексами, контрастные аккумулятивные формы встречаются редко.

Пояс краевых образований *едровской* стадии также в основном расположен за пределами данной территории. Лишь на восточной ее окраине отдельные участки холмистого рельефа, уцелевшие от размыва и не перекрытые *вепсовскими* образованиями, выступают среди равнин дистальной зоны, занимая здесь доминирующие высоты. В направлении с юга на север они прослеживаются восточнее оз. Селигер, в районе Березайского озера, у ст. Едрово, к востоку от пос. Мошенское, в районе ст. Кобожа, к востоку и северо-востоку от ст. Ефимовская. Краевые образования *едровской* стадии, как и предыдущей, не образуют сплошной полосы; они разобщены на отдельные возвышенности, основания которых погребены под флювиогляциальными песками. Склоны холмов сглаженные, иногда террасированные, на границе с окружающими зандрами часто встречаются скопления валунов. Однако облик рельефа в целом более «свежий» и разнообразный, чем у бологовских краевых образований. Здесь наблюдаются почти все формы рельефа, типичные для краевых зон; моренные холмы (восточнее оз. Селигер) и гряды (в районе ст. Едрово), камы (к востоку и юго-востоку от ст. Ефимовская) и звонцы (северо-восточнее ст. Ефимовская). Среди краевых образований *едровской* стадии сохранились озера, в основном крупные, но иногда и мелкие. Они имеют округлую (озера Шлино, Березайское, Пирос) или вытянутую форму (долинные озера Меглино, Великое и др.). Весьма характерно большое количество ложбин стока, как маргинальных, так и радиальных. Граница *едровской* стадии проведена в значительной степени условно по дистальному краю уцелевших от размыва возвышенностей.

Краевые образования *вепсовской* стадии наиболее четко выражены в пределах рассматриваемой территории в виде сплошной полосы холмисто-озерного рельефа шириной от 10 до 30 км, протягивающейся от южного побережья Онежского озера до г. Невеля на расстоянии около 600 км. К юго-востоку г. Валдая она сужается до 5—8 км, благодаря тому что проксимальная часть *вепсовского* комплекса перекрыта здесь краевыми образованиями *крестецкой* стадии. *Вепсовские* краевые формы образуют крупную линейную возвышенность, являющуюся главным

водоразделом между системами рек Каспийского и Балтийского морей. Краевая зона этой стадии отличается относительной простотой очертаний и представляет собой дугу, обращенную выпуклой стороной к югу и юго-востоку, на фоне которой наблюдаются крупные изгибы по понижениям подстилающего рельефа. В районе «ловатского ледникового языка», в верхнем течении рр. Куньи и Ловати, вепсовские краевые образования отклоняются к югу на 60 км, а по Мстинской впадине — к юго-востоку на 100 км от основной полосы. В краевом комплексе значительное участие принимают формы пассивного и мертвого льда. Среди холмисто-моренного рельефа, преобладающего в этой зоне, располагаются крупные участки камов и звонцев. Наибольшие площади развития камов встречаются в районе г. Валдая, вблизи устья р. Увери. Звонцы, как правило, занимают доминирующие высоты; кроме многочисленных мелких форм разнообразных очертаний, нередко наблюдаются довольно значительные группы звонцев (на междуречье Урьи и Тутюки, Мды и Воложбы, к северу и югу от оз. Городно). Линейные формы рельефа в целом не характерны для данной зоны. Моренные гряды встречаются единично (у оз. Люто, северо-западнее г. Боровичей). Участки наибольшего развития озов наблюдаются в верховьях р. Лидь и в районе оз. Городно. Ориентировка гряд разнообразная, чаще радиальная. Перигляциальные образования вепсовской стадии представлены обширными задровыми равнинами.

Краевые образования *крестецкой* стадии слагают проксимальную часть основной краевой зоны. На севере территории, на междуречье Мды, Сяси и Паши, они представлены крупными разобщенными участками холмистого рельефа, южнее образуют непрерывную полосу холмисто-озерного рельефа шириной от 5 до 50 км. Конфигурация краевой зоны фестончатая, образует изгибы по мелким и крупным понижениям подстилающего рельефа; наиболее характерен в этом отношении район Мстинской впадины. В краевом комплексе крестецкой стадии наряду с холмисто-моренным рельефом, камнями и звонцами широко развиты формы активного льда — озы и конечноморенные гряды, морены напора. Звонцы имеют крупные размеры и располагаются большими группами (к югу от ст. Новосокольники и ст. Боровенка). Камы, как правило, приурочены к дистальной части краевой зоны или к древним долинам (долины рр. Полонети, Воложбы, Белой и др.). Озы также располагаются во внешней части краевых образований и образуют радиальные цепи вдоль крупных понижений рельефа (в районе озер Боровно, Валдайского, Перетно). Конечноморенные гряды обычно имеют маргинальную ориентировку и фиксируют границу стадии или осцилляторные подвижки ледникового края (в районе Мстинской впадины). Отличительной чертой рельефа краевого пояса крестецкой стадии является широкое распространение флювиогляциальных дельт и террас локальных ледниковых водоемов высоких уровней, наблюдающихся на склоне Валдайской возвышенности и Мстинской впадины.

Поскольку свободный сток талых ледниковых вод в это время был затруднен вепсовским краевым поясом, дистальные формы рельефа крестецкой стадии представлены главным образом дельтами ледниковых потоков, ложбинами стока с флювиогляциальными террасами, маргинальными камнями, сложенными флювиогляциальным материалом, участками озерно-ледниковых равнин. Сочетания перечисленных форм позволяют проследить границу крестецкой стадии даже на тех участках, где ее краевые образования вплотную примыкают к вепсовским.

Краевые образования *лужской* стадии развиты на двух участках. В верхнем течении р. Луги в северо-восточном направлении протягивается полоса выположенного моренного холмисто-грядового и волнистого

рельефа шириной до 25 км, которая южнее г. Луги меняет направление на северо-западное, огибая Лужскую возвышенность. К северу от последней располагается широтная камовая гряда Липовые горы шириной 2—4 км, характеризующаяся контрастным рельефом. В районе пос. Ляды она сменяется моренными грядами северо-западной ориентировки. В северной части Приильменской котловины и в среднем течении рр. Волхова и Сяси краевые формы отсутствуют; лишь в районе ст. Будогощ отмечены небольшие по площади пятна размытого камового рельефа. Второй участок развития лужских краевых образований приурочен к среднему течению р. Паши, где они представлены пологими линейными камовыми возвышенностями и моренными холмами, образующими полосу шириной до 8—10 км. В верхнем течении р. Капши краевые образования лужской стадии сливаются с крестецкими. В целом формы рельефа отличаются четко выраженной линейностью, их ориентировка преимущественно маргинальная.

Лужская краевая зона на значительном протяжении (от верховьев рр. Луги и Плюсы до р. Капши) характеризуется относительно прямолинейными очертаниями и размытым обликом рельефа. Дистальные ложбины стока, зандры и другие флювиогляциальные формы рельефа отсутствуют, перигляциальные водные образования представлены озерно-ледниковыми равнинами. Перечисленные особенности обусловлены, видимо, тем, что в центральной части территории ледниковый фронт в эту стадию контактировал с обширным приледниковым водоемом. На западе и востоке района, где край ледника примыкал к холмистым комплексам, сформировавшимся ранее, Лужская краевая зона образует значительные изгибы к северу и отличается контрастностью и свежестью форм — гряда Липовые горы.

Краевые образования *невской* стадии выражены в рельефе, как правило, наименее четко и представлены единичными моренными, реже флювиогляциальными, грядами (Шапки-Кирсинская, Рамболовская и др.), часто значительно размытыми и сниженными (вдоль восточного побережья Чудского озера, в нижнем течении р. Луги), а также небольшими участками волнистого моренного рельефа, выступающего над окружающими равнинами на 8—10 м (вдоль южного и юго-восточного побережья Ладожского озера). На значительном расстоянии граница стадии проведена условно. Очертания ледникового края в это время, судя по имеющимся отрывочным данным, были весьма извилистыми; ряд языков продвигался по понижениям подстилающей поверхности, как крупным (Псковско-Чудская депрессия), так и менее значительным (Мгинско-Тосненское понижение). В то же время такие крупные депрессии древнего рельефа, как Приволховская, не оказали какого-либо влияния на конфигурацию краевой зоны, что, по-видимому, связано с положением климатической границы данной стадии (см. раздел «О происхождении современного рельефа»). Краевые формы представляют исключительно образования активного ледникового края; наиболее значительными из них являются Рамболовская конечноморенная гряда и Шапки-Кирсинская и Карбуссельская флювиогляциальные гряды на Невско-Волховском водоразделе, имеющие высоту до 30—50 м и длину 20—40 км. Протяженность остальных гряд не превышает 5—6 км, а высота 15—20 м. Краевые образования невиской стадии обычно располагаются среди озерно-ледниковых равнин; в основании Шапки-Кирсинской гряды флювиогляциальные отложения чередуются с глинами типа ленточных (Рухина, 1939). Таким образом, край ледника в этот период, видимо, также спускался в приледниковое озеро.

Следует сказать, что зональность ледникового рельефа нарушается на западе территории, в полосе развития срединных массивов, где рас-

пространены главным образом крупные комплексы форм рельефа пассивного и мертвого льда и радиальные образования. Поскольку пояса краевых образований и маргинальные формы здесь отсутствуют, границы стадий в данном районе не выражены.

При увязке разрозненных краевых образований и проведении границ стадий, кроме перечисленных выше индивидуальных особенностей краевых зон, существенное значение имеет разделение маргинальных и радиальных линейных форм рельефа. Благодаря изменению направления ледниковых потоков в течение периода отступления оледенения, а также извилистым очертаниям ледникового края ориентировка этих форм на данной территории весьма разнообразна и часто не может служить критерием при их разделении. Так, в Восточном Приильменье юго-западная ориентировка свойственна как маргинальным грядам лужской стадии, так и радиальным образованиям крестецкой. Иногда особенности морфологии и строения линейных форм позволяют решить вопрос об их соотношении с краем ледника. В течение длительного времени границу лужской стадии проводили по грядам юго-восточного направления на правобережье р. Сяси, в связи с чем краевая зона образовывала здесь трудно объяснимый излом, перпендикулярный простиранию остального комплекса, и значительно отклонялась к северу от нижнего течения р. Волхова, т. е. в пределах крупного понижения подстилающего рельефа, которое должно было способствовать продвижению ледникового языка к югу. Между тем строение этих гряд, сложенных в верхней части тонкими горизонтальнослоистыми песками и супесями, свидетельствует о том, что они представляют собой образования внутриледниковых озер, приуроченных к радиальным трещинам ледникового края. В некоторых случаях выделение радиальных форм рельефа возможно лишь при прослеживании ориентировки всего комплекса линейных форм на значительной площади. Так, южнее Лужской возвышенности располагается несколько крупных моренных гряд субширотного направления (у дер. Дубовно и др.), на первый взгляд несомненно фиксирующих положение ледникового края; однако западнее продолжением последних является серия гряд, ориентировка которых постепенно изменяется от юго-западной до меридиональной, повторяя, таким образом, направление движения ледникового языка, огибавшего Лужскую и Судомскую возвышенности. Следовательно, весь комплекс линейных образований этого района, видимо, является радиальным.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА

Рельеф Северо-Запада представляет собой результат длительной геологической истории данной территории и в генетическом отношении является многоярусным; при этом каждый ярус соответствует определенному периоду рельефообразования. В общем случае каждый из ярусов рельефа явился функцией физико-географических и тектонических процессов данного периода и поверхности предыдущего яруса,⁶ причем влияние этих факторов для отдельных районов Северо-Запада в различные периоды не было равнозначным.

Ярусность рельефа становится менее отчетливой на тех участках, где его формирование определялось направленными процессами, постоянно действующими на протяжении всей истории развития рельефа.

⁶ Следует сказать, что иногда определяющей может явиться не поверхность предыдущего яруса, а более древняя, частично или полностью погребенная. Так, образование современных карстовых форм на Ордовикском плато, где ледниковый ярус слабо развит, обусловлено вещественным составом пород, слагающих доледниковую поверхность.

Примером такого района может служить открытая часть Балтийского кристаллического щита, где в течение всех периодов, характеризующихся разнообразными физико-географическими условиями, существовала тенденция к общему поднятию территории и денудации; эта площадь обладает специфическим рельефом и будет рассмотрена отдельно в конце раздела.

Для рассматриваемой территории могут быть выделены три основных яруса рельефа: довалдайский,⁷ доголоценовый и современный.⁸

Довалдайский ярус рельефа является денудационным, в связи с чем время его образования определяется разницей в возрасте пород, слагающих его поверхность (наиболее молодые — карбоновые, пермские, в районе г. Вологды — юрские, меловые и неогеновые) и перекрывающих ее (валдайские⁹). Поверхность этого яруса на преобладающей части территории представляет собой систему куэст, происхождение которых связано с размывом моноклинально падающих палеозойских пород различного литологического состава. Наиболее крупными элементами рельефа являются Карбоновое плато, Кембрийская низина, Девонская низина, Ордовикское плато. Мнение о том, что возникновение уступов куэст обусловлено тектоническим фактором, не находит пока подтверждения в фактических данных. Как известно, поверхность фундамента не имеет каких-либо резких подъемов в районе уступов; кроме того, буровыми скважинами здесь не установлено крупных смещений в осадочном чехле.

В пределах отмеченных выше крупных элементов структурно-денудационного рельефа наблюдается ряд локальных выступов и впадин, различных по площади и амплитуде (рис. 1). Тектоническая природа некоторых из них может считаться доказанной: Локновский и Лужский выступы соответствуют положительным локальным структурам; Ильменская котловина, по мнению В. С. Кофмана (1966), образовалась на месте разрушенной сводовой части брахиантиклинали; гдовские дислокации в районе дер. Мишина Гора выражены в рельефе в виде пологого повышения с амплитудой до 30 м; Мстинская впадина значительно сужается в северо-западной части благодаря присутствию здесь структурного мыса, и т. д. Для ряда выступов, в том числе таких значительных, как Бежаницкий, Котовский, юго-западная оконечность Карбоновой куэсты и др., отсутствуют данные, позволяющие установить их происхождение. Однако то обстоятельство, что эти возвышенности, сложенные легко размываемыми песчано-глинистыми породами, сохранились в рельефе, несмотря на длительный период континентальной денудации, свидетельствует скорее в пользу их тектонической природы. В настоящее время остается неясным также происхождение таких крупных котловин, как Грузинская и Псковско-Чудская. Вместе с тем некоторые из неровностей поверхности субстрата имеют чисто денудационный генезис:

⁷ Имеется в виду рельеф, сформировавшийся до времени максимального продвижения льдов валдайского оледенения.

⁸ Границы между ярусами (периодами) являются несколько условными, поскольку преобразование рельефа шло последовательно и непрерывно; рельефообразующие процессы каждого периода, как правило, начинали проявляться еще в конце предыдущего. Так, ледниковая аккумуляция, создавшая рельеф второго яруса, имела место и в довалдайское время, о чем свидетельствуют толщи более древних отложений, вскрытые во впадинах доледниковой поверхности; формирование гидрографической сети и ряд других процессов современного этапа были заложены в конце эпохи валдайского оледенения. Однако лишь в последующие периоды эти процессы становятся ведущими и определяют основные черты рельефа данного яруса.

⁹ Более древние четвертичные образования, как правило, не создают сколь угодно значительных элементов рельефа. Исключение составляет лишь центральная возвышенность Карельского перешейка, сложенная главным образом домикулинскими отложениями. Поэтому на большей части территории поверхность этого яруса совпадает с поверхностью дочетвертичных пород.

Бургеский уступ в юго-восточном Приильменье, образованный известняками, и располагающаяся к северу от него Нижнешелонская депрессия, сложенная песчано-глинистыми породами; Вейзенбергский уступ в районе г. Сланцы и др.

Характерным элементом рельефа данного яруса являются так называемые древние долины. Особенности морфологии последних, сохраняющиеся даже там, где они врезаны в песчано-глинистые породы, невыработанность их поперечного и, видимо, продольного профилей свидетельствуют о том, что речной врез был интенсивным и кратковременным; повсеместное распространение этих форм на обширной территории, весьма разнородной по геологическому строению и тектоническому режиму, говорят об общей причине их возникновения, вызванного, видимо, падением уровня Мирового океана. Нижний возрастной предел древней гидрографической сети определяется минимальным возрастом осадков, в которых она выработана. В ряде районов (Польша, Костромская область, Подмосковье, Западная Сибирь) эти долины врезаны в толщу неогеновых (миоценовых?) отложений. С другой стороны, в некоторых из них обнаружены древний аллювий плиоценового возраста (Шик, 1960; Лобачев, 1965). В рассматриваемом районе (на Онежско-Ладожском перешейке) и вблизи г. Вологды в пределах этих эрозионных форм вскрыты отложения, датируемые как неоген-четвертичные. Таким образом, неогеновый возраст древних долин в настоящее время можно считать установленным.

В целом же указанная поверхность в основных чертах, видимо, сформировалась в донеогеновое время, поскольку рисунок древней гидрографической сети обнаруживает зависимость от элементов этого рельефа. Так, магистральные древние долины проходят вдоль подножия уступов куэст; многочисленные притоки главной долины спускаются со склона Карбонового плато; некоторые из локальных выступов (Лужский, Хаанья) огибаются прареками.

Значение денудации, как основного рельефообразующего фактора рассматриваемого периода, сохранялось и на его заключительных этапах, связанных с покровными оледенениями; деятельность ледниковых покровов выражалась как в аккумуляции обломочного материала, так и в экзарации подстилающей поверхности, однако последняя в целом преобладала. О размерах ледникового выпахивания, по крайней мере во время наступания валдайского ледника, свидетельствуют мощные отторженцы коренных пород в четвертичных отложениях, отсутствие положительных аккумулятивных форм довалдайского возраста (за исключением Котовской возвышенности), нивелировка доледниковых выступов рельефа. Так, значительно понижен был древний водораздел в районе г. Сланцы; его современная высота (20—30 м) вряд ли может считаться первичной, учитывая энергию вреза предледниковых рек.

Доголоценовый ярус. Формирование этого яруса рельефа связано с ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией периода максимального развития и отступления валдайского оледенения (рис. 6); таким образом, возраст яруса определяется возрастом слагающих его осадков. Роль тектонического фактора в этот период неизвестна, однако вряд ли последний существенно влиял на условия рельефообразования. Следует учитывать несоизмеримость скоростей тектонических и гляциальных процессов в платформенных условиях. Если первые приводят к ощутимым для рельефа результатам лишь через длительный промежуток времени, то скорость образования ледниковых форм измеряется десятками и сотнями лет (как известно, внешняя гряда Сальпауселья сформировалась примерно за 200 лет). Несоизмеримы также амплитуды неравноностей подстилающего рельефа, создаваемых тектоническими движениями за столь кратковременный период (в лучшем случае достигающие нескольких

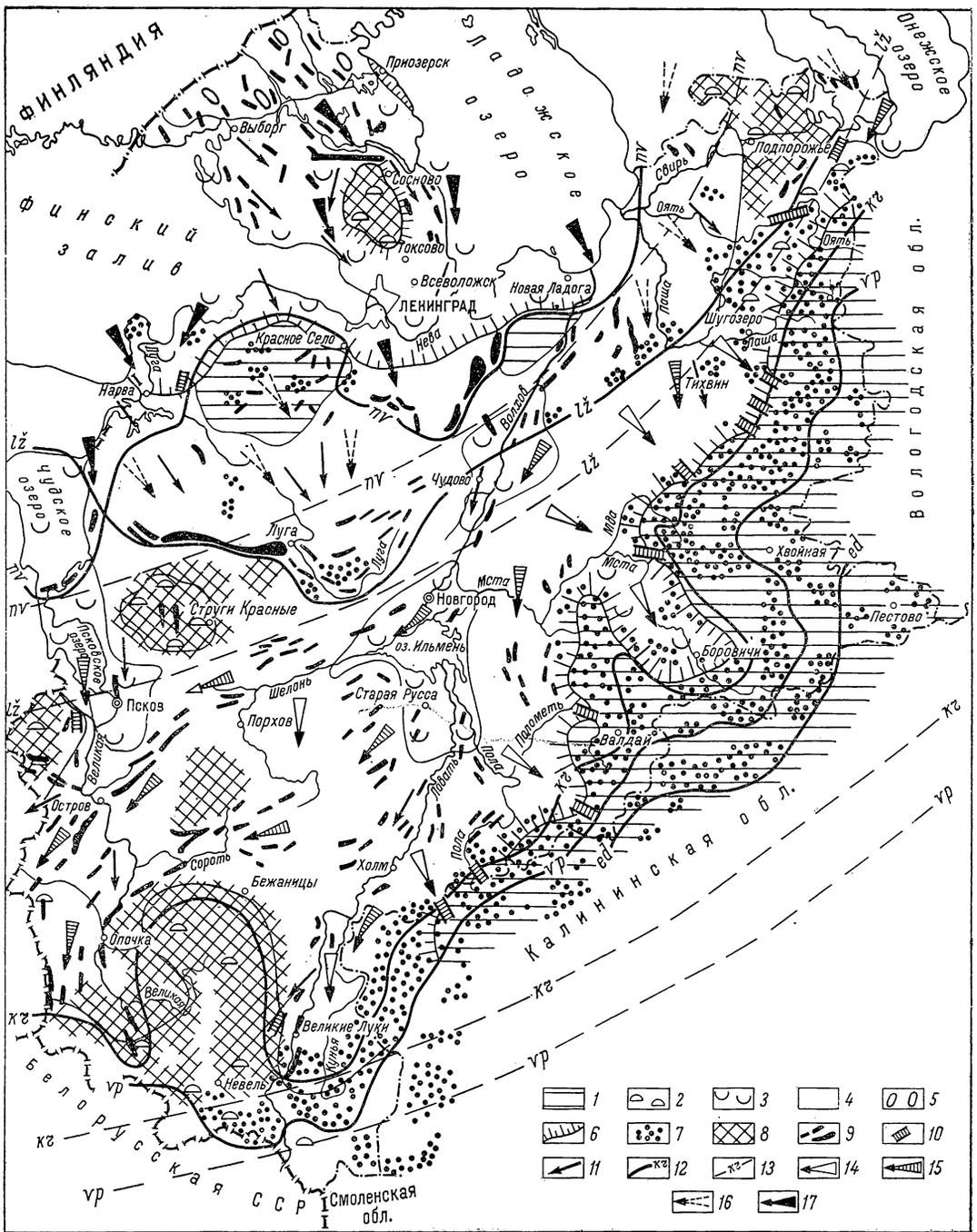


Рис. 6. Деградация валдайского ледникового покрова на территории северо-запада Русской равнины.

Доледниковый рельеф: 1 — плато; 2 — возвышенности; 3 — впадины и котловины; 4 — равнины; 5 — «сельги»; 6 — уступы. Ледниковый рельеф: 7 — краевые образования; 8 — «срединные массивы»; 9 — линейные аккумулятивные образования; 10 — древние долины, расширенные ледником; 11 — направления разнеса валунов (по С. В. Яковлевой). Границы максимального распространения ледника в различные стадии оледенения: 12 — динамические; 13 — климатические (ed — едровская стадия, ur — вепсовская стадия, kr — крестецкая стадия, lz — лужская стадия, nv — невская стадия). Предполагаемые направления ледниковых потоков во время стадий: 14 — ur; 15 — kr; 16 — lz; 17 — nv.

метров) с толщиной льда, которая даже в самой тонкой краевой части ледника составляла, видимо, несколько десятков метров. В связи с этим вряд ли целесообразно искать связь между образованием трещин в теле ледника, приведших к возникновению тех или иных ледниковых форм, с различными проявлениями тектоники. Наблюдаемое иногда совпадение ориентировки линейных аккумулятивных форм с основными направлениями трещиноватости пород субстрата обусловлено тем, что область питания скандинавского оледенения в общем совпадала с центром поднятия Балтийского щита, что сказалось в одинаковом направлении напряжений.

Таким образом, второй ярус рельефа явился функцией двух основных рельефообразующих факторов: процессов, связанных с деятельностью ледника и характера поверхности первого яруса. О тесном взаимодействии последних свидетельствует наблюдаемая повсеместно связь между ледниковым рельефом и неровностями поверхности субстрата, принимающая разнообразие формы. Примером прямой связи может служить приуроченность участков мощной и неравномерной собственно ледниковой аккумуляции к выступам субстрата. В сущности все крупные аккумулятивные ледниковые возвышенности имеют более или менее значительный цоколь, сложенный коренными породами. При этом в некоторых случаях наблюдается полное пространственное совпадение тех и других (Валдайская, Лужская возвышенности); большей же частью ледниковые возвышенности смещены по отношению к выступам субстрата в дистальном (Олонецкая) или в проксимальном направлениях (Котовская, Бежаницкая). Что касается впадин доледниковой поверхности, то они обычно сохраняются как отрицательные формы рельефа и представляют собой участки озерно-ледниковой аккумуляции (Балтийско-Ладожская, Ильменская, Псковско-Чудская, Грузинская и др.). Более далекая опосредствованная связь наблюдается также между характером доледниковой поверхности и обликом краевых образований бологовской и едровской стадий. На востоке территории, в районе г. Пестово, слабо расчлененная равнинная поверхность Карбонового плато, полого наклоненная к юго-востоку, способствовала площадному стоку талых ледниковых вод вепсовской стадии, благодаря чему уже существующий ледниковый рельеф подвергся сильному размыву и нивелировке. В то же время юго-западнее, в верхнем течении рр. Пола и Поломети, этот сток был преимущественно линейным, приуроченным к древним долинам; поэтому краевые образования тех же стадий в значительно большей степени сохранили свой первоначальный облик.

Следует отметить, что ледниковый рельеф рассматриваемой территории является разновозрастным, поскольку связан с различными стадиями валдайского оледенения; при этом его возраст в общем случае уменьшается к северо-западу. Разница во времени формирования аккумулятивных форм различных стадийальных надвигов в целом невелика; однако последние существенно отличаются друг от друга по морфологическому облику и степени сохранности, что связано как с последующим преобразованием рельефа, так и с изменением условий рельефообразования в течение данного периода. В процессе деградации последнего оледенения изменялись динамика ледника, характер аккумуляции, степень влияния подстилающей поверхности, приледниковые условия и т. д.

Ниже будет рассмотрен характер взаимодействия гляциальных процессов и поверхности предыдущего яруса на различных этапах отступления ледника. Для этого предварительно необходимо остановиться на понятиях «климатическая граница стадии» и «динамическая граница стадии». Климатическая граница стадии характеризует тот предел, до которого

может продвигаться край ледника при данном балансе поступления и таяния льда. Поскольку в пределах юго-восточного сектора скандинавского оледенения климатические условия, видимо, были приблизительно одинаковыми, эти линии должны располагаться здесь концентрически по отношению к области питания покровных льдов. Динамическая граница определяет реальное распространение ледникового покрова в данную стадию и обусловлена в первую очередь характером подстилающего рельефа, она имеет разнообразные, часто фестончатые очертания.

В период максимального развития валдайского оледенения влияние поверхности первого яруса, видимо, было минимальным, поскольку климатические и динамические границы бологовской и едровской стадий в целом совпадают. Даже такой крупный элемент древнего рельефа, как Карбоновое плато, не явился препятствием для продвижения ледника. А. Гайгалас и др. (1967) на основании данных об ориентировке длинных осей галек в моренах последнего оледенения считают, что на территории Прибалтики свободное растекание льда было характерно для браденбургской и франкфуртской стадий.

Во время вепсовской стадии роль поверхности субстрата значительно возросла. Хотя ледник преодолел Карбоновый уступ, влияние последнего сказалось в смещении динамической границы этого надвига к северу и северо-западу (рис. 6); несколько дальше на юго-восток льды продвинулись по Мстинской впадине, ориентировка которой совпала с направлением их движения. Подстилающий рельеф, видимо, оказывал влияние на распространение ледника не только в краевой части последнего. С ранними этапами отступления ледника связано образование двух субмеридиональных цепей срединных массивов, возникших «в тени» крупных выступов Ордовикского плато — Ижорского и Пандивере. Таким образом, в это время северо-восточное направление движения льдов, видимо, сменилось субмеридиональным. Аналогичное изменение направления ледниковых потоков, начиная с южнолитовской фазы померанской стадии, отмечается для Прибалтики А. Гайгаласом и др. (1967). Вепсовская стадия характеризуется самыми мощными и выдержанными по площади краевыми образованиями, что связано с наиболее благоприятными условиями рельефообразования этого периода. Собственно ледниковая аккумуляция была еще достаточно значительной и преобладала над водно-ледниковой, периферический покров в целом сохранял свою монолитность; в то же время мощность льда уменьшилась настолько, что выступы поверхности субстрата уже способствовали растрескиванию краевой части ледника и аккумуляции обломочного материала. Доледниковый рельеф, оказывая влияние на ледниковые процессы, и сам претерпевал изменения, о чем свидетельствуют расширенные троогообразные участки тех древних долин, ориентировка которых совпала с направлением движения льдов.

В крестецкую стадию положение ледникового края уже почти полностью определялось орографическим планом возвышенностей, сформированных ранее; ее динамическая граница имеет извилистые, часто фестончатые очертания. В это время Карбоновый уступ и приуроченные к нему краевые образования вепсовской стадии отклонили Ладожский ледниковый поток к юго-западу, как показывают данные по петрографическому составу и ориентировке валунов (Яковлева, 1966) и направление линейных форм рельефа в проксимальной зоне. Изолированные срединные массивы (Лужский, Судомский, Бежаницкий и др.) также обтекались льдами; эта же тенденция — огибание ледниковыми массами возвышенностей — отмечается А. Гайгаласом и др. (1967) для западной ветви последних. Поверхность субстрата и ледниковые образования предыдущих стадий существенно влияли и на динамику ледника: на западе террито-

рии расчлененный рельеф способствовал омертвлению периферического покрова, в то время как на востоке благодаря равнинной поверхности краевая часть ледника сохраняла активное состояние. Поэтому аккумулятивный ледниковый рельеф в первом районе представлен главным образом формами пассивного льда, тогда как во втором преобладают линейные образования.

Крестецкая стадия в известной степени явилась переломным моментом в деградации ледника (началом позднеледниковья), после которого ледниковая аккумуляция постепенно начинает сокращаться, уступая ведущую роль водно-ледниковой. Следует сказать, что для заключительных стадий в целом не характерны мощные краевые образования, что объясняется как интенсивным вымыванием внутриледникового обломочного материала тальми водами, так, возможно, и менее значительным поступлением последнего в связи с сокращением экзарационной деятельности ледника, вызванной общим уменьшением объема льда. Поэтому даже на таких крупных выступах подстилающей поверхности, как Ижорское и Котовское плато, отсутствуют сколько-нибудь значительные холмистые ледниковые накопления.

В это время вступает в строй новый рельефообразующий фактор — региональные приледниковые озера, которые не только непосредственно участвовали в формировании рельефа (возникновение обширных аккумулятивных озерно-ледниковых равнин, абразия), но и оказывали определенное влияние на положение ледникового края и характер краевых образований. В качестве примера можно привести участок краевой зоны лужской стадии между верховьями р. Плюсы и р. Капшой с размытым обликом рельефа и прямолинейными очертаниями, не обнаруживающими какой-либо зависимости от подстилающей поверхности. Интересно отметить, что лужские краевые образования отсутствуют в пределах Ильменско-Волховского понижения, т. е. там, где глубина озера была наибольшей, что, возможно, связано с всплыванием периферической части льда на этом участке. По мере сокращения уровня и акватории приледниковых водоемов уменьшалось и их воздействие на ледниковый край. Поэтому в невскую стадию распространение льдов определялось уже главным образом характером подстилающего рельефа; ее динамическая граница имеет извилистые фестончатые очертания. После невской стадии процессы, непосредственно связанные с деятельностью ледникового покрова, ограничиваются пределами Балтийско-Ладожской впадины. Южнее уже началось формирование поверхности последнего, третьего, яруса (заложение гидрографической сети, образование эоловых форм и т. д.).

Второй ярус рельефа Северо-Запада является в целом аккумулятивным; однако следует отметить, что в этот период развивались и денудационные процессы, нередко значительно видоизменившие первичную аккумулятивную поверхность. К ним относятся ледниковая экзарация, размыт рельефа тальми ледниковыми водами (краевые образования бологовской и едровской стадий), абразия позднеледниковых бассейнов (уступы и скаты, обширные площади выравненных моренных равнин в проксимальной зоне), термокарст, а также солифлюкционные и оползневые процессы, развивавшиеся особенно интенсивно на последних этапах оледенения и способствовавшие общей нивелировке рельефа.

Указанный период характеризуется весьма значительной скоростью рельефообразования; за столь короткий с точки зрения геологической истории промежуток времени был создан мощный ярус рельефа, качественно отличный от предыдущего как в генетическом отношении, так и по морфологии. В целом преобразование поверхности первого яруса шло к заполнению и нивелировке ее отрицательных форм и росту положительных. Поэтому общая амплитуда и орографический план

рельефа существенно не изменились, однако значительно возросла мелкая расчлененность последнего за счет холмистых и линейных аккумулятивных образований. Для подавляющей части территории поверхность этого яруса и является современной, поскольку формирование последнего, третьего, яруса рельефа еще находится на первых стадиях своего развития.

Современный ярус рельефа распространен спорадически, на тех участках, где ледниковый рельеф был видоизменен в послеледниковое время за счет речной эрозии и аккумуляции, формирования речных дельт, озерно-аллювиальных, озерных и морских равнин, эоловых процессов, роста торфяников и т. д. На данной территории характер и распределение современных рельефообразующих процессов обусловлены, видимо, в значительной степени поверхностью предыдущего яруса:¹⁰ речные долины обычно следуют первичным уклонам ледникового рельефа, участки современной морской и озерной аккумуляции приурочены к областям бывлой озерно-ледниковой аккумуляции (Ильменская, Ладожская, Псковско-Чудская и другие котловины), образование озерно-аллювиальных равнин, как правило, имеет место там, где реки выходят из холмистой краевой зоны на равнину, т. е. уклоны дна резко уменьшаются (озерные разливы рр. Ловати, Поломети, Мсты) и т. д. Степень участия новейших тектонических движений в формировании современного яруса рельефа в сущности неизвестна. Несомненно, что тектонический фактор играл определенную роль в развитии крупных озерных котловин Северо-Запада. Об этом свидетельствуют локальные трансгрессии в южном направлении Псковского и Ладожского озер в бореальном и суббореальном периодах голоцена. Интересным представляется сопоставление характера современной береговой линии оз. Ильмень и устьевых частей впадающих в него рек. Северный и западный берега озера являются абразионными, устья рек расширены на расстоянии до 7—8 км, хотя разливы озера здесь охватывают полосу не шире 1—1.5 км; воронкообразный характер имеет также исток р. Волхова; внешний край дельты р. Мсты срезан и представляет собой продолжение северо-восточного берега озера, у дельты р. Шелони внешний край вогнутый; высота I надпойменной террасы р. Мсты понижается к устью на 1—2 м. В то же время восточный и юго-восточный берега оз. Ильмень на всем протяжении являющихся аккумулятивными; устьевые части рек слегка расширены в пределах заливаемой озером зоны; дельта р. Ловати значительно выдвинута в сторону озера (на расстояние 6—7 км); I терраса в отличие от остальных рек Северо-Запада в нижнем течении сохраняет свою высоту или даже понижается на 1—2 м. Все эти факты, возможно, указывают на то, что в настоящее время происходит наступление оз. Ильмень на западное и северо-западное побережья, вызванное перекосом Ильменской котловины.

Новейшие движения проявляются в искривлении тыловых швов озерно-ледниковых и речных террас (Можаев, 1966; Рукояткин, 1966), изменении морфологии долины и характера эрозионных процессов на различных участках одной и той же реки, в рисунке гидрографической сети. Наиболее чутким индикатором тектонических движений являются реки, однако они реагируют прежде всего на уклоны. Между тем в пределах контрастного ледникового рельефа трудно ожидать за столь короткий срок существенной перестройки первичных уклонов, созданных ледниковой аккумуляцией; поэтому лишь там, где ледниковый ярус слабо развит, характер речной сети может определяться новейшими структу-

¹⁰ Там, где ледниковый ярус слабо развит, определяющей становится поверхность субстрата, непосредственно отраженная в современном рельефе (Ижорское и Вохновское плато и др.).

рами. Видимо, можно согласиться с мнением Б. Н. Можяева (1966), что на данной территории лишь наиболее интенсивно растущие локальные структурные формы третьего, реже второго, порядка находят свое прямое отражение в рельефе, причем главным образом на равнинах.

В различных районах Северо-Запада обращает на себя внимание своеобразный характер речной сети: коленчатые изгибы крупных рек и их притоков, ориентированные в двух основных направлениях; составные долины, где на соседних участках резко изменяются параметры и морфология долины, ее направление, современные речные процессы; пересечение реками собственных водоразделов, и т. д.

Иногда подобные аномалии связаны с развитием самих рек и изменением их базисов эрозии (явления перехватов и т. д.). Так, участок верхнего течения р. Луги некогда имел связь с Ильменским водоемом, а затем благодаря более низкому базису эрозии в Балтике был перехвачен левым притоком р. Оредежи. Поэтому р. Луга вблизи оз. Ильмень отклоняется к западу и, пересекая возвышенную краевую зону лужской стадии, направляется на север в Финский залив. В качестве другого примера можно привести составной характер долин левых притоков р. Шелони и рр. Коломки, Иловенки и Боровенки. В верхнем течении, пересекая моренную равнину, они имеют хорошо разработанные V-образные и ящикообразные долины глубиной 10—20 м и шириной до 0.5 км, часто с террасированными склонами. Выходя в пределы озерно-ледниковых равнин, реки меандрируют в низких берегах высотой от 0.8 до 1.5 м; только вблизи р. Шелони водотоки снова обретают неглубокие (3—7 м), узкие долины. Эти особенности связаны с тем, что долины верхних участков указанных рек сформировались еще в ледниковое время относительно уровня приледникового озера, тогда как в низовьях эрозионные врезы являются современными.

В некоторых случаях эти явления, видимо, указывают на проявления новейших тектонических движений. Так, гидрографическая сеть юго-западного Приильмения, где мощность четвертичных отложений невелика, характеризуется строго выдержанной ориентировкой рек в двух взаимно-перпендикулярных направлениях. К одной из таких линий приурочена система спрямленных участков рр. Узы, Шелони, Северки и Переходы, протягивающаяся с юго-запада на северо-восток от пос. Чихачево до оз. Ильмень на расстоянии около 130 км; в ее пределах располагается местный водораздел, возможно, обусловленный ростом здесь локальной структуры. Б. Н. Можяев (1966) связывает подобный рисунок речной сети с планетарной трещиноватостью или тектоническими разрывными нарушениями. Интересно отметить, что ориентировка долин совпадает с двумя основными направлениями трещиноватости палеозойских пород этого района. Весьма примечателен с точки зрения современных эрозионных процессов участок верхнего течения р. Луги, южнее ст. Батецкая. В этой долине в настоящее время почти повсеместно преобладает боковая эрозия и аккумуляция пойменного аллювия, о чем свидетельствуют ящикообразная форма долины, ее широкое (до 1.5 км), плоское днище, в пределах которого река интенсивно меандрирует. Исключение составляет участок протяженностью около 5 км между деревнями Ожогин Волочек и Заполье, где, судя по V-образному поперечному профилю долины, слабому развитию поймы, прямолинейному течению реки, идет глубинная эрозия. Ввиду отсутствия местных перегибов в продольном профиле реки данный локальный врез можно объяснить только ростом положительной структуры, что находит подтверждение в геофизических данных (электро-, грави-, магниторазведка). При этом новейшее поднятие, видимо, имеет весьма молодой возраст, поскольку высота и строение верхних террас здесь не отличается от остальной долины.

Различный характер долины может быть также обусловлен тем, что реки на отдельных участках используют ложбины стока талых ледниковых вод или доледниковые эрозионные формы (рис. 7). Подобными составными долинами характеризуются все крупные реки Северо-Запада (Ловать, Мста, Луга и др.). Иногда река почти на всем своем протяжении приурочена к доледниковой долине (рр. Оять—Тукша). Однако подобные примеры довольно редки, и в целом вряд ли целесообразно говорить об унаследованности современной эрозионной сети древней (рис. 8). В этом отношении реки не представляют исключения из общего правила: современные процессы определяются поверхностью более древнего яруса,

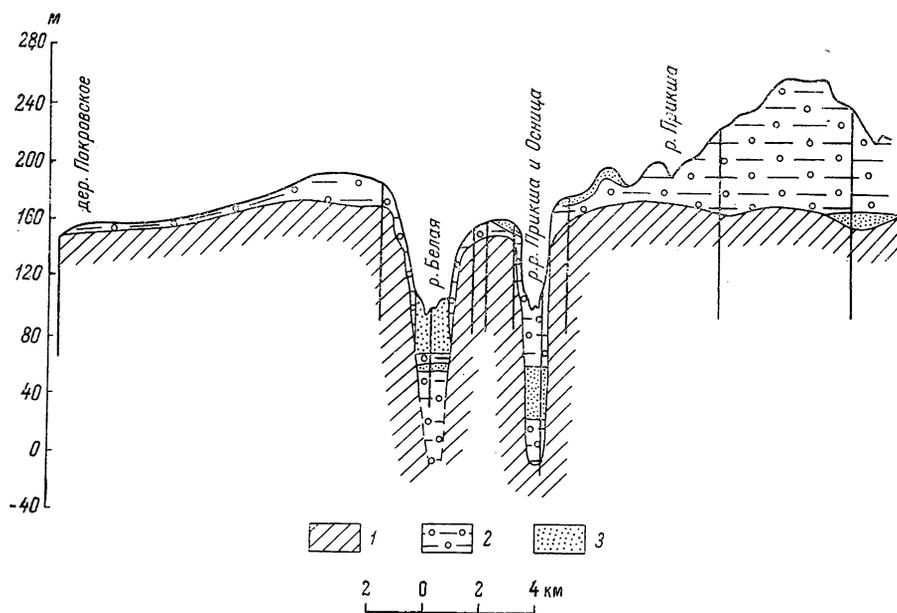


Рис. 7. Полупогребенные (откопанные?) древние долины в районе пос. Шереховичи.

1 — дочетвертичные отложения. Четвертичные отложения: 2 — морена; 3 — пески.

чем ледниковый, только там, где последний слабо развит; поэтому лишь частично погребенные доледниковые долины влияют на направление и характер рек. Следует сказать, что нередко случаи, когда современные водотоки обнаруживают видимую связь с древними долинами, несмотря на то что последние полностью погребены под мощной толщей четвертичных отложений. Это явление обусловлено совпадением общего орографического плана ледниковой и доледниковой поверхности, в силу которого современные и древние реки использовали одни и те же уклоны. Однако там, где в результате неравномерной ледниковой аккумуляции произошла полная перестройка последних, эта связь отсутствует. Иногда реки приурочены к доледниковым долинам, но благодаря смещению водоразделов текут в обратном направлении (Луга, Оредеж).

В заключение следует напомнить, что все вышеизложенное касалось лишь платформенной части территории. В пределах Балтийского щита на протяжении всей истории развития рельефа, несмотря на весьма разнообразные физико-географические условия, преобладала денудация как результат постоянного общего поднятия щита, сопровождаемого блоковыми движениями по линиям древних разломов. Поскольку этот район являлся к тому же областью питания покровных оледенений, то и ледни-

новый ярус рельефа, являющийся аккумулятивным на всей остальной территории, здесь представлен большей частью экзарационными формами. В связи с этим преобразование поверхности первого яруса в ледниковое

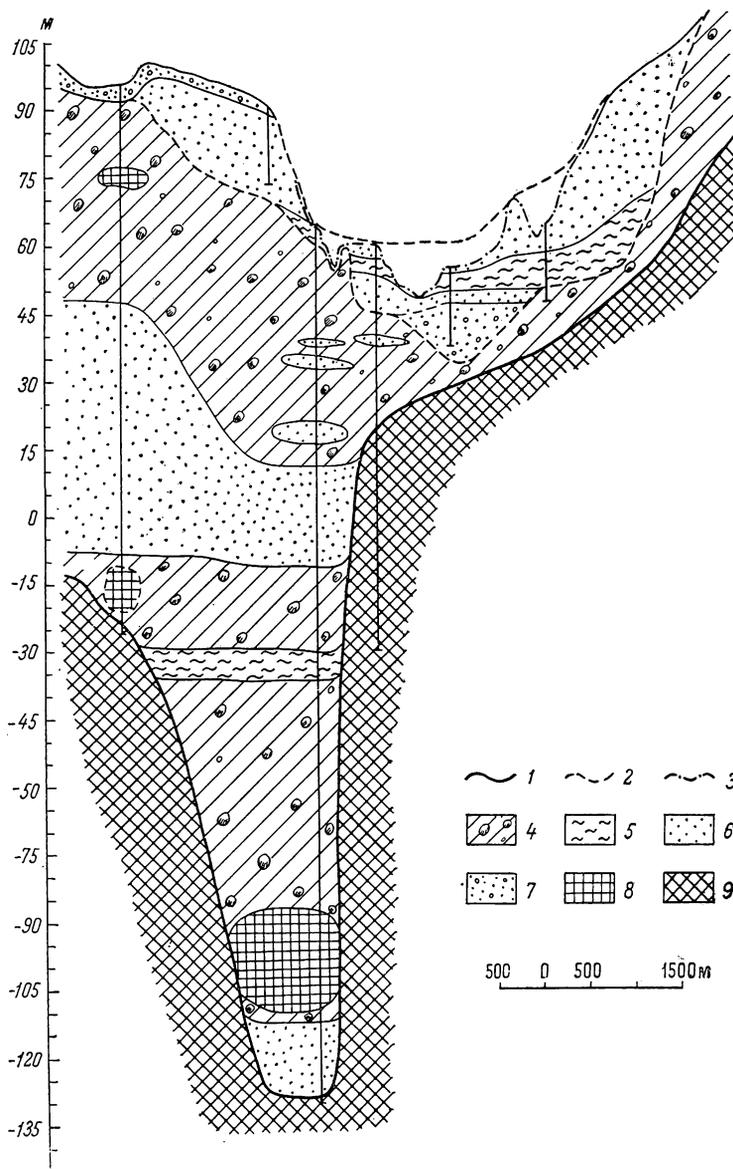


Рис. 8. Смещение современной долины р. Белой по отношению к древней долине в районе пос. Любытино (по В. С. Будрипу).
Врезы: 1 — дочетвертичный; 2 — позднеледниковый; 3 — современный, 4 — морена; 5 — глины; 6 — пески; 7 — пески с гравием; 8 — отторженцы дочетвертичных пород; 9 — дочетвертичные породы.

время на щите имело обратный характер, чем на платформе, и заключалось в сглаживании и нивелировке положительных форм и частичному заполнению отрицательных. Благодаря постоянному направленному влиянию тектонических движений рельефообразующие процессы в течение всех трех периодов развивались по одним и тем же линиям. Поэтому

те элементы связи поверхностей различных ярусов, которые в платформенной области наблюдаются часто недостаточно четко, на щите и в близлежащих районах выступают весьма ярко: приуроченность современных и древних долин к линиям тектонических нарушений, совпадение направлений трещиноватости кристаллических пород и линейных аккумулятивных форм рельефа и т. д. Новейшие тектонические движения здесь также проявляются более выразительно. Перекосы береговых линий озерно-ледниковых бассейнов, вызванные поздне- и послеледниковым поднятием щита, достигают нескольких десятков метров. О наличии молодой глыбовой тектоники свидетельствуют локальные повышения кровли озерных отложений и затопленные неолитические стоянки в районе Онежского озера (Бискэ, Лак, 1967), а также находки ленточных глин на абсолютных отметках 65—70 м на Карельском перешейке, где область распространения этих осадков обычно ограничивается высотами 30—40 м. Некоторые факты говорят о проявлении тектонических движений в ледниковое время. Так, скв. 1 у дер. Снетково, в 5 км южнее г. Приозерска, вскрыта депрессия глубиной около 200 м, видимо, тектонического происхождения. Нижняя часть разреза четвертичных осадков представлена 100-метровой толщей глин, отложившихся во время московского оледенения. Наличие такой мощной толщи однородных глинистых образований, видимо, указывает на прогибание этой зоны в период осадконакопления. Интересно отметить, что указанная депрессия полностью заполнена четвертичными отложениями и не находит отражения в современном рельефе.

Г л а в а I V

СТРОЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТОЛЩИ

О ПРИНЦИПАХ И МЕТОДАХ РАСЧЛЕНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время количество стратиграфических схем даже для такой сравнительно небольшой и хорошо изученной территории, как Северо-Запад РСФСР, довольно значительно. Их увязка и выработка единой точки зрения затрудняется тем, что разногласия в вопросах стратиграфии далеко не всегда сводятся лишь к различному пониманию таксономического ранга выделенных горизонтов, как это утверждают И. И. Краснов и Н. И. Апухтин (Геология четвертичных отложений. . . , 1967). Сущность разногласий в ряде случаев кроется в качественно различном подходе к расчленению четвертичной толщи, благодаря чему на основе почти одного и того же фактического материала делаются разные выводы.¹

Излагаемые ниже принципы стратиграфии четвертичных отложений разработаны на основе представлений Н. Н. Соколова, К. К. Маркова, М. А. Лавровой, В. П. Гричука и других исследователей.

Ниже будет рассмотрен ряд вопросов, касающихся особенностей залегания и условий формирования четвертичных отложений, а также принципов и методов их расчленения, некоторые из которых являются достаточно общеизвестными, однако не всегда принимаются во внимание при разработке конкретных стратиграфических схем.

При решении вопросов стратиграфии приходится учитывать некоторые явления, усложняющие и часто затрудняющие интерпретацию разрезов.

1. Любая стратиграфическая схема ледниковых районов теоретически предполагает чешуеобразное залегание плейстоценовых осадков с последовательным выклиниванием горизонтов. Практически же исследователь повсеместно сталкивается с достаточно разнообразными соотношениями слоев в четвертичной толще. Сложность стратиграфических построений усиливается выпадением из разреза различных, большей частью весьма значительных его частей. Так, скв. 9 в дер. Бандино к югу от г. Великие Луки вскрыты лихвинские отложения, залегающие под одной, видимо, последней, т. е. валдайской, мореной.

¹ Весьма характерными примерами в этом отношении представляют собой две точки зрения на стратиграфию и историю четвертичного периода района Ленинграда (Яковлев, 1926; Марков, 19316) или две стратиграфические схемы, выработанные одновременно для одного и того же района, на основании примерно одних и тех же фактических данных: схема, выдвинутая Н. И. Апухтиным, И. И. Красновым, С. В. Яковлевой и др., и схема, предлагаемая в настоящей работе.

Касаясь общих закономерностей залегания, следует сказать, что участки с однородным разрезом находятся, как правило, в сходных условиях рельефа (рис. 9, см. вкладку). В пределах крупных впадин дочетвертичного рельефа типа Приневской осадки отличаются значительным разнообразием и прерывистостью, колебаниями мощностей и частыми выклиниваниями отдельных горизонтов. Пестрота разреза здесь является следствием неоднократной смены физико-географических условий и тектонического режима в течение длительной истории развития территории. Поэтому в подобных районах сопоставление условий залегания и фаций позволяет проследить динамику осадконакопления и тем самым дает важные сведения для стратиграфии.

Для краевых зон и «срединных массивов» характерны еще большая пестрота и сложность разреза.² Однако поскольку здесь они обусловлены быстрой изменчивостью и кратковременностью процессов таяния в краевой части льда, распределение ледниковых и водных осадков не представляет материала для каких-либо стратиграфических выводов.

Древние долины по характеру разреза в большинстве случаев близки к краевым зонам, значительно реже в них наблюдается последовательное напластование осадков.

Строение четвертичной толщи является наиболее простым в пределах равнин проксимальной зоны. Здесь наблюдается обычно одна (наиболее молодая) маломощная морена, перекрытая местами озерно-ледниковыми отложениями. Между тем известно, что рассматриваемый район пережил по крайней мере три межледниковых и четыре ледниковых эпохи, причем последние в свою очередь состояли из ряда более мелких этапов — стадий и межстадиалов, осцилляций и т. д.

Все сказанное не позволяет согласиться с таким «методом», как счет моренных и межморенных горизонтов сверху вниз, методом, который фактически является основой стратиграфических воззрений Н. И. Апухтина. Весьма типичен в этом отношении пример с разрезом скважины в с. Верхне-Важинском (север Онежско-Ладожского перешейка), в котором межморенные отложения, содержащие типично микулинские спектры, согласно счету горизонтов, отнесены к молодого-шекснинскому межледниковью (Геология четвертичных отложений..., 1967, стр. 81).

2. Если отторженцы дочетвертичных отложений устанавливаются довольно легко при изучении геологического разреза, то выделение отторженцев четвертичных отложений, обладающих с вмещающими породами весьма сходным обликом, является довольно затруднительным, особенно в буровых скважинах, и требует тщательного анализа всего комплекса данных. О процессах переотложения (часто, по-видимому, многократного) свидетельствуют находки палеозойских спор и четвертичных пыльцы и спор в морене и ее производных. Так, в скв. 7 у пос. Синявино шлейф переотложенной пыльцы из мгинской толщи тянется вверх по разрезу на 50 м (диаграмма IV).³ Очень показательны многочисленные данные по району нижнего течения р. Шелони, где в разрезах почти всех скважин моренные и межморенные горизонты сильно обогащены пылью и спорами из микулинских отложений. Переотложение, видимо, осуществлялось как за счет ледниковой экзарации и переноса, так и благодаря перемыву водными потоками.

Вопрос о выделении переотложенной пыльцы и спор является одним из сложных методических вопросов четвертичной палинологии. При ана-

² Так, на востоке Бежаницкой возвышенности при мощности четвертичных отложений около 100 м известны скважины, в которых вскрыто до 14 прослоев морены, разделенных водными отложениями; в том же районе четвертичная толща местами представлена литологически единой мореной (рис. 10).

³ Спорново-пыльцевые диаграммы помещены на вкладках.

лизе спорово-пыльцевых диаграмм видно, что процессы переотложения проявляются различно: в некоторых случаях на больших интервалах выдерживаются однородные спектры, в других спектры резко меняются от образца к образцу. Наиболее сложным и распространенным является частичное переотложение. Трудность интерпретации в этом случае усугубляется тем, что переотложению подвергалась пыльца как теплолюбивых растений, чуждых современной растительности региона, так и пыльца ели, сосны, березы, споры мхов, плаунов, т. е. тех видов, которые являются компонентами почти всех спектров осадков четвертичного возраста; поэтому выделение переотложенных микрофоссилий только по видовому составу часто не представляется возможным. При выделении пыльцы и спор *in situ* следует принимать во внимание следующее: а) последовательность изменения спектров в исследуемой толще от образца к образцу; б) анализ флоры с точки зрения экологической совместимости видов; в) сохранность пыльцы и спор. Последний пункт имеет большое значение, однако нельзя считать, что *in situ* может быть только пыльца хорошей сохранности, а минерализованная обязательно вторичной. Как показали исследования С. Н. Тюремнова (1962), даже в современных низинных торфяниках часть пыльцы корродирована и экзина ее разрушена. В то же время в позднеледниковых отложениях района Ленинграда встречается пыльца широколиственных пород хорошей сохранности, переотложенная из мгинской толщи. Нередко наблюдаются случаи переотложения пыльцы холоднолюбивой растительности, видимо из подстилающих моренных толщ; в скв. 10 у г. Подпорожья (диаграмма IX) в осадках оптимума микулинского межледниковья постоянно присутствуют элементы перигляциальной флоры.

Таким образом, при нахождении в спектрах экологически несовместимых видов необходимо очень осторожно подходить к вопросу о переотложении растительных остатков. В этом отношении достаточно тенденциозным представляется утверждение Н. И. Апухтина (Геология четвертичных отложений. . . , 1967) о том, что *in situ* следует всегда считать пыльцу широколиственных пород, поскольку привнос материала ледником шел с севера, где постоянно произрастала холодолюбивая растительность.

Следует сказать, что формирование осадков, видимо, в большей степени происходило за счет местных пород, чем привнесенных издалека. Так, находки мгинских отторженцев, а также пыльцы, спор и диатомовых из этих отложений в подавляющем большинстве случаев приурочены к области распространения последних.

3. Большие мощности водных отложений, залегающих между моренами, не могут являться критерием для суждения о продолжительности периода осадконакопления. Скорость аккумуляции современных (межледниковых) осадков — аллювиальных, озерных, эоловых, болотных и т. д. — несоизмерима со скоростью образования зандровых и камовых песков и даже ленточных глин, отлагавшихся при наличии огромных масс воды, приносивших значительное количество обломочного материала. Поэтому мощные толщи водных осадков свидетельствуют скорее о близости края ледника, т. е. о стадияльных, межосцилляторных или межстадияльных условиях. В этом плане весьма показательно соотношение мощностей мгинских межледниковых слоев и всей межморенной толщи (табл. 5). Так, в скв. 7 у бывш. дер. Синявино водные отложения, залегающие между московской и валдайской моренами, имеют мощность 61 м; из них мгинские глины составляют 18 м. В ряде других скважин в районе Финского залива, Ладожского и Онежского озер вскрыты толщи глинистых отложений мощностью до 50—100 м, содержащих лишь пыльцу и споры холоднолюбивых растений.

Следует остановиться на методах, привлекаемых обычно для расчленения четвертичной толщи, а также их специфике применительно к территории Северо-Запада.

Из палеонтологических методов наибольшее развитие получил палинологический анализ; в этом смысле можно говорить о том, что ископаемые флоры являются палеонтологической основой стратиграфии четвертичных отложений (Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений. . . , 1961). Говоря о применении палинологических данных для стратиграфических целей, необходимо более подробно остановиться на некоторых вопросах интерпретации спорово-пыльцевых спектров. В настоящее время уже нельзя ограничиваться анализом состава пыльцы древесных пород; не менее важную информацию о среде, в которой формировались палинологические спектры, дают также споры и особенно травы. Как известно, характер древесной растительности часто является одинаковым для межстадиалов, начальных и конечных фаз межледниковий. Так, кульминация ели наблюдается в спектрах микулинского межледниковья (зоны M_1 и M_2), различных межстадиалов и голоцена (суббореальной период). Береза в сочетании с пылью широколиственных пород, мезо- и гидрофильным разнотравьем указывает на благоприятные климатические условия (микулинское межледниковье, голоцен); присутствуя же вместе с перигляциальными элементами, свидетельствует о холодных условиях. Нередко в случае неполной диаграммы вопрос о возрасте осадков решается также на основании анализа состава трав и спор. В этой связи достаточно примитивным является представление о том, что присутствие единичной пыльцы широколиственных пород (без анализа остальных компонентов спектров) неизменно указывает на межледниковые условия формирования осадков (Геология четвертичных отложений. . . , 1967).

При интерпретации спорово-пыльцевых спектров следует помнить, что они отражают растительность прошлого, которая была не менее разнообразна, чем в настоящее время; многообразие в первую очередь обусловлено географическим положением, а также различными условиями местообитания. Палинологические спектры, таким образом, фиксируют как провинциальные особенности растительности, так и ее локальные черты.

1. Провинциальные различия. В течение каждого межледниковья и межстадиала растительность изменялась в широтном направлении. Так, в микулинское время на севере территории господствовали смешанно-широколиственно-березовые леса в сочетании с ольхой, в то время как на юге — ольховые леса в сочетании с широколиственными. Еще более ярко эти различия проявляются в межстадиалы (рис. 17). Кроме того, спорово-пыльцевые спектры одного и того же хронологического интервала изменяются также в меридиональном направлении. Так, в лихвинское время на востоке района преобладали еловые леса, в то время как на западе большее значение имели сосновые.

При наличии достаточного количества разрезов, расположенных более или менее равномерно по всей территории, можно проследить приемственность флор и наметить направление миграционных потоков (пока только для отдельных древесных пород). Палинологические данные о миграции и иммиграции отдельных видов существенно дополняются другим методом, связанным с историей развития флор, а именно систематико-географическим анализом, который в последние годы на Северо-Западе нашел широкое применение в работах Н. А. Миняева.

2. Кроме провинциальных особенностей, важны и локальные. На характер растительности существенно влияет рельеф. Так, палинологические спектры осадков одного и того же возраста, залегающих в понижениях рельефа, в частности в долинах, будут иные, чем на возвышенностях, что хорошо видно из сравнения диаграмм двух разрезов в северной

части Псковской области (диаграммы XIX и XVII). Первый из них находится в глубокой долине, второй представляет собой водораздельный торфяник.

Эти различия особенно наглядны для межстадиальных периодов, когда по долинам раньше появлялась лесная растительность и возрастала роль ели. И сейчас, в условиях межледниковой эпохи, смещение зонального типа растительности идет именно по долинам, где образуется свой микроклимат, а почвы, особенно на поймах, наиболее богаты.

В настоящее время очевидно, что независимо от того, где захоронялась пыльца и споры — в торфяниках, мелких или крупных озерах, в морях, спорово-пыльцевые спектры дают сведения о составе растительности, характерном для района в целом. Однако отдельные черты спектров зависят от специфики условий захоронения пыльцы. Так, наиболее общее представление о характере растительности всей территории дают палинологические спектры отложений морей и крупных озер типа Ладожского и Онежского. Локальность местообитания здесь бывает отражена очень слабо. Значение диаграмм этого типа осадков особенно велико, так как по ним наиболее четко устанавливаются рубежи в развитии растительности, обусловленные изменениями климата, а не сменой условий местообитания. В отличие от последних спектры донных осадков мелких озер характеризуют в большей степени состав растительности ограниченной территории (Кабайлене, 1965). В диаграммах этого типа отложений значительно возрастает роль трав и спор (а именно папоротников и зеленых мхов), в то время как для всего региона в целом характерен лесной тип растительности. Локальные различия в условиях местообитания наиболее резко отражаются в спектрах торфяников, причем в зависимости от типа болота, его местоположения и величины эта локальность проявляется по-разному. Так, по данным С. И. Тюрменова (1962), в спектрах верховых торфяников ведущая роль чаще принадлежит пыльце березы, тогда как пыльца хвойных лучше сохраняется в низинных. Процент пыльцы широколиственных пород обычно выше в диаграммах верховых торфяников; в последних преобладают или безраздельно господствуют споры сфагновых мхов, а в низинных — зеленых и т. д.

Таким образом, палинологические спектры позволяют при учете всех изложенных выше факторов восстановить характер растительности того или иного интервала и тем самым дают палеонтологическое обоснование для решения ряда стратиграфических задач.

Остальные палеонтологические методы — карпологический, метод диатомового анализа, фаунистический — по сравнению со спорово-пыльцевым анализом не получили широкого развития при изучении четвертичных отложений описываемого района. Так, карпологический анализ обычно лишь дополняет данные спорово-пыльцевого анализа и применялся главным образом в 30-е годы при изучении разрезов с голоценовыми и дриасовыми флорами района Ленинграда, Ладожского озера, Великих Лук, несколько позже для разрезов микулинского межледниковья, расположенных на юге, главным образом за пределами данной территории. В последнее время этот метод вновь начал использоваться при изучении опорных разрезов. Почти полное отсутствие органических остатков в межстадиальных отложениях значительно сужает сферу его применения.

Все сказанное в известной степени относится и к диатомовому анализу. Наиболее результативными явились работы Е. А. Черемисиновой (1957, 1959, 1960) по изучению диатомовой флоры мгинской толщи. Сведения же о диатомеях межстадиальных осадков в настоящее время весьма отрывочны. Незаработанными остаются вопросы совместного обнаружения в ископаемом состоянии морских и пресноводных форм диатомовых, а также возможность применения находок пресноводных диатомовых для страти-

графических целей. Последнее можно сказать и о пресноводных моллюсках; после работ И. В. Даниловского (1931, 1955) этот метод почти не получил развития. В области изучения морской фауны классическими являются исследования М. А. Лавровой (1939, 1961, 1962) фауны boreального (мгинского) моря. Микрофаунистический анализ, широко используемый в соседних северо-восточных районах, у нас пока фактически не применяется. Находки остатков млекопитающих на данной территории до сих пор единичны.

В настоящее время получен обширный фактический материал по литологии ледниковых и водно-ледниковых отложений, однако его обобщение не достигло степени, позволяющей выявить отличительные черты литологического состава разновозрастных морен и водно-ледниковых отложений. Затруднения состоят в том, что литологическая характеристика морен и их производных зависит от ряда причин: от расположения центра оледенения, состава подстилающих пород и рельефа их поверхности, а также от динамики ледника, распределения в нем материала, условий его вытаявания, степени последующей переработки и т. д. Все эти явления не находят непосредственного выражения в стратиграфии. Однако это не значит, что литологические методы должны быть изъяты из комплекса стратиграфических методов, учитывая, что количество разрезов, датируемых палеонтологически, весьма невелико и только литологические методы могут быть использованы для расчленения (хотя бы условного) немых толщ. При этом положительные результаты, как правило, дает анализ разрезов, расположенных в пределах ограниченных областей, единых или близких в фациально-литологическом отношении.

Геоморфологический метод является одним из важнейших стратиграфических методов, поскольку изучение ледникового аккумулятивного рельефа позволяет наметить краевые зоны, фиксирующие более или менее длительные остановки края ледника, т. е. узловые моменты, являющиеся в ледниковых районах хронологическими и стратиграфическими рубежами. Для данной территории можно говорить об индивидуальных особенностях краевых образований разных стадий. Иногда проблема происхождения тех или иных форм ледникового рельефа, имеющая, казалось бы, чисто геоморфологическое значение, играет важную роль для палеогеографии, а тем самым и для стратиграфии определенных районов. В качестве примера можно привести срединные массивы (Бежаницкий, Судомский, Лужский), возвышенности южной части Карельского перешейка (Токсовская, Юкковская, Колтушская и др.).

Геохронологические методы. За последние десять лет все большее развитие получает метод определения абсолютного возраста по C^{14} ; значение его трудно переоценить, так как это единственный метод, свободный от влияния всевозможных местных условий, позволяющий увязывать по времени геологические события. Однако подчас неясное стратиграфическое положение анализируемых осадков, а также ошибки, выражающиеся главным образом в уменьшении истинного возраста образцов за счет проникновения асинхронного углерода, лишь увеличивают существующие разногласия в стратиграфических построениях. По образному выражению Мовиуса (Movius, 1960), радиоуглеродный метод, являясь весьма тонким инструментом исследования, должен быть всегда острым, поэтому «обращаться с ним нужно осторожно».

На рассматриваемой территории до сих пор область применения радиоуглеродного анализа ограничивалась голоценом и непосредственно ему предшествующими межстадиями (аллеред, беллинг). Кроме того, была произведена датировка органических остатков из мгинской межледниковой толщи, которая не дала, однако, истинного возраста последней. В настоящее время радиоуглеродной лабораторией Географичес-

кого института Ленинградского университета начаты систематические работы по изучению абсолютного возраста межстадиалов валдайского оледенения. Первые результаты этой работы приводятся ниже.

Кроме радиоуглеродного метода, существует также геохронологический метод Де-Геера, основанный на подсчете годичных слоев ленточных глин. После работ К. К. Маркова и И. И. Краснова в начале 30-х годов по Приневской низине и Карельскому перешейку этот метод на Северо-Западе не применялся.

К геохронологическим методам близок археологический. Однако в отличие от других, более южных районов на нашей территории значение его для стратиграфии невелико и сводится к датировкам голоценных отложений, изученных достаточно полно и детально с помощью других методов. Так, в пределах Балтийско-Ладожской впадины изучены стоянки мезолитического (пос. Кунда, г. Нарва) и главным образом неолитического (дер. Усть-Рыбежна I и др.) возраста (Долуханов, 1965). Возраст указанных стоянок подтвержден радиоуглеродными датировками и данными спорово-пыльцевого анализа.

Каждый из перечисленных методов не дает непосредственно сведений о стратиграфии, а лишь предоставляет материал для восстановления палеогеографических условий. Само же стратиграфическое расчленение производится на основе комплексного палеогеографического анализа. Последний требует от исследователя удовлетворительного объяснения и увязки во времени и пространстве тех событий, которые зафиксированы в разрезе в виде стратиграфических горизонтов. Таким образом, палеогеографический и стратиграфический анализы являются нераздельно связанными, и все указанные выше методы без палеогеографического осмысления теряют свое значение. Вслед за К. К. Марковым мы считаем, что стратиграфические сопоставления могут быть надежны лишь в том случае, когда сравниваемые разрезы располагаются в пределах территории, испытавшей более или менее параллельный ход физико-географических изменений. Указанным требованиям удовлетворяют территории, однородные в геоструктурном и, главное, в климатическом отношении; к числу последних принадлежит и данный район.

Практически на Северо-Западе основным исходным материалом для расчленения четвертичных отложений и палеогеографических реконструкций служат опорные разрезы и комплексы краевых образований, которые должны рассматриваться во взаимной связи во времени и в пространстве.

Прослеживание и увязка краевых зон и выделение на этой основе стадиальных горизонтов валдайского оледенения является по сути дела первым, наиболее примитивным, этапом расчленения четвертичной толщи. Гораздо более сложной задачей представляется увязка опорных разрезов. С нашей точки зрения, опорным можно считать разрез, который удовлетворяет следующим требованиям: 1) достаточно ясные условия залегания осадков; 2) разносторонние и достаточно представительные аналитические данные (в частности, палинологическая характеристика должна быть достаточно полной и отражать большую часть климатического ритма). При этом различные аналитические характеристики не должны содержать палеогеографических противоречий, как это, например, имеет место в разрезе мгинской толщи в скв. 55 у хутора Эдази (Вигдорчик и др., 1964), где диатомовая характеристика (абсолютное господство морских диатомовых) несовместима с условиями залегания (участок древней долины в 200 км к югу Балтийско-Ладожской впадины, пределами которой ограничивалось распространение мгинского моря). Предполагаемая М. Е. Вигдорчиком ингрессия морских вод по узкой долине неизбежно должна была сопровождаться значительным их опреснением.

Кроме разрезов, которые отвечают всем перечисленным требованиям и могут быть признаны в качестве опорных, часто приходится иметь дело с разрезами, условия залегания которых или палеонтологическая характеристика не вполне ясны и затрудняют отнесение их к тому или иному стратиграфическому горизонту. В этом случае определению возраста осадков часто помогают косвенные признаки. В качестве примера можно привести разрез скв. 1 у дер. Снетково близ г. Приозерска, где вскрыта мощная межморенная толща озерных глин, отлагавшаяся в течение нескольких стадийальных и межстадийальных интервалов; при этом их палинологическая характеристика не отражает каких-либо индивидуальных черт известных ранее межстадийалов. Однако находки переотложенных мстинских морских диатомовых и значительного количества пыльцы *Corylus* в вышележащей морене и отсутствие этих элементов в самих глинах, видимо, свидетельствует о том, что последние отлагались до микулинского межледниковья, а именно во время московского оледенения. Более ранний возраст маловероятен, так как в спектрах отсутствуют реликты среднечетвертичной флоры.

При сравнении такого рода разрезов с опорными необходимо привлекать не только спорово-пыльцевые, но и фашиально-литологические данные, а также сведения о гипсометрическом положении данных осадков и о рельефе, на фоне которого происходила их аккумуляция. Следует, однако, сказать, что на рассматриваемой территории в связи со сложностью строения четвертичной толщи и невыдержанностью отдельных горизонтов сопоставление условий залегания и литологии разрезов целесообразно производить при условии их достаточно близкого местоположения. Поэтому, например, вызывает удивление корреляция разрезов континентальных осадков, расположенных на расстоянии около 250 км друг от друга на основании случайного совпадения их абсолютных отметок (Геология четвертичных отложений. . . , 1967, стр. 116), учитывая при этом, что один из разрезов вскрыт во впадине древнего рельефа, а другой на водораздельной возвышенности.

При сравнении разрезов, расположенных на значительных расстояниях друг от друга, приходится принимать во внимание изменения их палинологической характеристики в зависимости от географического положения, а также от положения относительно ледникового покрова. Во время межстадийалов по мере приближения к краю ледника собственно межстадийальные условия сменялись приледниковыми, что нередко находит отражение не только в смене растительности, но и в изменении условий осадконакопления. Так, судя по имеющимся разрезам, во время мстинского межстадийала на юге данной территории существовали небольшие мелкие озера и в составе растительности господствовали разреженные сосновые леса, в то время как у края ледника располагался подпрудженный приледниковый водоем, по берегам которого простиралась перигляциальная тундра. Более того, в зависимости от положения относительно края ледника изменяется и полнота самого разреза четвертичных отложений. Так, на севере района может выпасть из разреза ряд межстадийальных толщ. В частности, на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках не известны отложения березайского, мстинского, плюсского межстадийалов. Это обстоятельство, видимо, связано с тем, что ледник на протяжении указанных интервалов не освобождал эти районы. Если на севере территории после крестецкой стадии в разрезе наблюдается чередование ледниковых, водно-ледниковых и водных отложений, то в районе г. Валдая климатические изменения нашли отражение в смене литологии и палинологических спектров единой позднеледниковой озерной толщи (диаграмма XII).

В настоящее время объем информации позволяет поставить вопрос

о выработке более современных критериев для понятий «межледниковье» и «межстадиал» и определить грань между ними. Определение межледниковья как периода, во время которого климатические условия были не холоднее современных, а ледник полностью исчезал в центре покровных оледенений (Марков, 1955), на сегодняшний день остается справедливым, но не исчерпывающим. К этому можно добавить следующее: в течение межледниковья происходили постоянные и направленные изменения климата; растительный покров характеризовался широтной зональностью и был довольно однороден на больших площадях, при этом на данной территории господствовала лесная (мезофильная) растительность. Во время межстадиалов площадь покровного оледенения сокращалась, однако льды продолжали оказывать влияние на остальные компоненты географической среды. Климат прилегающей территории в эти интервалы, видимо, был подвержен быстрым ритмическим изменениям, что находит отражение в спорово-пыльцевых спектрах. Смены растительных сообществ на площади были значительно более быстрыми, чем в межледниковье (рис. 16, 17), а зональность определялась положением края ледника, т. е. смена зон шла с северо-запада на юго-восток. Для межстадиалов характерно своеобразное сочетание двух типов растительности — лесного (бореального) и перигляциального; причем соотношение последних менялось в зависимости от величины потепления, близости к краю ледника и положения в рельефе. Можно говорить о значении перигляциального типа растительности как индикатора ледниковых условий.

С точки зрения изложенного, интересно разобрать вопрос о ранге соминского потепления, которое обычно принято сопоставлять с молого-шекспинским межледниковьем. В настоящее время мы не можем поставить знак равенства между ними, хотя бы только потому, что до сих пор неизвестны убедительные стратотипические разрезы молого-шекспинского межледниковья. Вместе с тем сравнение диаграмм отложений соминского межстадиала северных (диаграмма IX) и южных (диаграмма I), перигляциальных, районов говорит о том, что типичные межстадиальные условия на юге могут смениться почти межледниковыми. Однако поскольку на севере в это время продолжает развиваться покровное оледенение со всеми его климатическими и флористическими последствиями, этот период является безусловно межстадиальным.

Следует сказать также несколько слов об одиновском межледниковье. На северо-западе его спорово-пыльцевая характеристика в целом имеет более межстадиальный характер, чем межледниковый, так как во флоре даже оптимальных фаз этого периода присутствуют элементы перигляциальной флоры.

Возвращаясь к характеристике межстадиалов, следует сказать, что эти периоды были различны по своей продолжительности и амплитуде отступления ледникового края, что находит отражение как в характере изменения спорово-пыльцевых спектров их оптимальных фаз от южных разрезов к северным, так и в распределении фаций межстадиальных отложений. В разрезах «теплых» межстадиалов типа соминского и аллереда, в оптимальных фазах повсеместно преобладает пыльца древесных пород, причем характер спектров изменяется постепенно с северо-запада на юго-восток и во всех разрезах сохраняет отличительные черты данного интервала.

Зональность фаций фактически отсутствует или выражена весьма слабо (рис. 17). Вероятно, в соминское время, как и в аллереде, ледник сохранялся лишь в области питания. Указанные межстадиалы, будучи сходны по величине отступления ледникового края, различались по своей продолжительности. Если в разрезах аллереда прослеживается одна (иногда две) оптимальные фазы, то в спектрах разрезов соминских

отложений наблюдается последовательная и неоднократная смена древесных пород, свидетельствующая об неоднократных изменениях растительного покрова этого периода.

Осадки холодных межстадиалов (межфазисов) типа мстинского характеризуются как древесным, так и недревесным типами палинологических спектров в зависимости от местоположения разреза. Зональность растительности и фаций относительно ледникового края выражена весьма четко (рис. 17), причем с юго-востока на северо-запад на сравнительно небольшом расстоянии типично межстадиальные условия (разрезы мстинского межстадиала на Валдайской возвышенности) сменяются приледниковыми (разрезы на Онежско-Ладожском перешейке и среднем течении р. Волхова). Вероятно, амплитуда отступления ледникового края в этот период была сравнительно невелика.

Различия межстадиалов, с другой стороны, определяются тем, что в ходе последовательного развития оледенения происходили направленные изменения самой растительности, выразившиеся прежде всего в постепенном усилении роли ксерофитных элементов перигляциальной флоры. Поэтому, например, на палинологических спектрах ранних межстадиалов (верхневожского, березайского) характерно преобладание пыльцы древесных пород (существенна роль ели), а также значительное содержание среди трав гигро- и гидрофильного разнотравья (в верхневожском больше), а среди спор — спор зеленых мхов; пыльца полыней и семейства маревых присутствует единично. В то же время спектры заключительных межстадиалов (мстинского, плюского) характеризуются господством ксерофильных элементов перигляциальной флоры и сокращением роли древесных пород (особенно ели). В спектрах заключительных периодов деградации оледенения (межстадиалы аллеред, отчасти беллинг) наряду со значительным участием перигляциальных элементов снова возрастает содержание пыльцы древесных пород.

ОБЩАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ледниковые отложения в пределах Северо-Запада, как отмечалось выше, образуют сплошной покров. Они служат основанием для различных сооружений, являются материнскими породами почв и используются в народном хозяйстве как строительный материал. Поэтому изучение их литологии представляет не только теоретический, но и большой практический интерес.

Исследование вещественного состава ледниковых отложений позволяет наметить области сноса, направления движения ледника и условия его таяния, установить связь между современным и древним рельефом. При анализе ледниковых отложений, которые представляют собой скопления обломков различной величины, внимание исследователей привлекает их гранулометрия, как наиболее чуткий реагент на условия переноса и отложения материала.

Как указывал С. А. Яковлев, [«перед геологами-четвертичниками стоит задача изучения механического состава основной массы морен из различных местностей и различного возраста. Это несомненно даст очень многое для выявления закономерностей механического состава морен и, очень возможно, проложит новые пути для выяснения стратиграфического положения моренных толщ и увязки их между собой. До настоящего времени такой работы еще не сделано ни у нас, ни за рубежом» (1956, стр. 90). К настоящему времени гранулометрический состав морен на рассматриваемой территории изучен довольно полно (Рухина, 1959).

По гранулометрическому составу морены Северо-Запада подразделяются нами на валунные (резкое преобладание крупных валунов) и каменистые (резкое преобладание неокатанных обломков), гравийные (резкое преобладание гравийной фракции), песчаные (резкое преобладание песчаных фракций) и супесчаные (незначительное преобладание песчаных фракций над алевритовой и глинистой), суглинистые (преобладание алевритовой и глинистой фракций) и глинистые (валунные глины).

Гравийные, песчаные и супесчаные морены развиты на севере, в районе распространения кристаллических пород и представлены крупнозернистыми, в меньшей степени средне- и мелкозернистыми плохо сортированными песками с большим количеством гравия, гальки и валунов. Среди морен, залегающих на осадочных породах, преобладают валунные суглинки. В районах, где морена залегает на глинистых породах (Приневская низменность и др.), они представлены валунными глинами. В районе уступов, препятствовавших продвижению ледника, морены обогащены щебнем и гравийной фракцией, что позволяет относить их к каменистой морене.

Содержание валунов в моренах Северо-Запада изменяется в широких пределах: на Приневской и Девонской низинах они составляют 15 %, на Ижорском и Волховском плато — более 20 %, на Карельском перешейке и в краевых зонах различных стадий — до 35—40 % и более.

Для основных морен, типичных для северо-западной части Русской платформы (где распространены палеозойские осадочные породы) характерно, несмотря на плохую сортировку материала, весьма постоянное распределение фракций мелкозема с двумя максимумами: главного в алевритовой фракции (0.1—0.01 мм), которая составляет 30—45 %, и второстепенного во фракции < 0.001 мм (15—20 %). Фракции крупнее 0.1 мм в сумме не превышают 20 %.

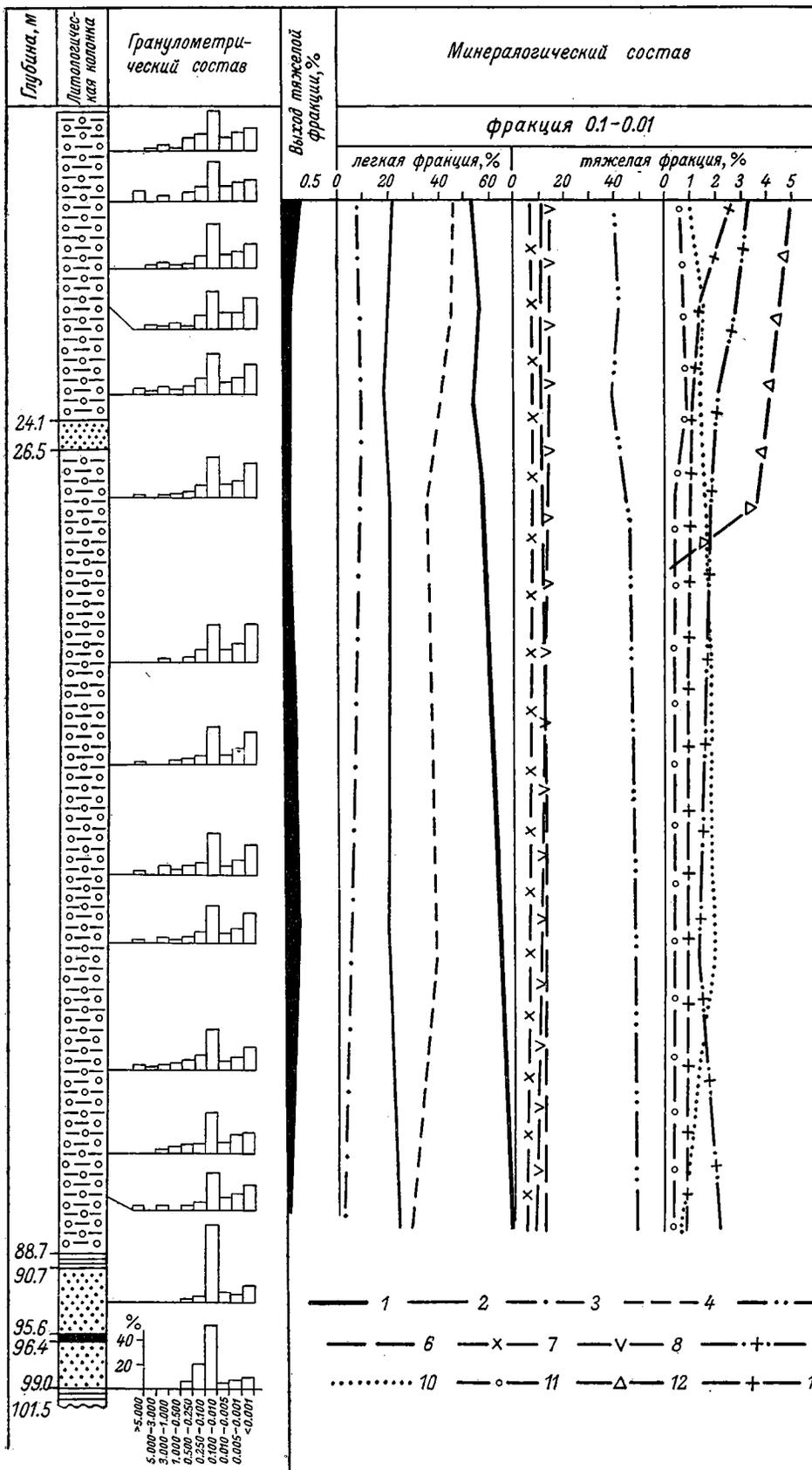
Постоянство гранулометрического состава сохраняется на больших площадях и хорошо выражено в разрезах. Даже моренные толщи мощностью более 100 м характеризуются устойчивым гранулометрическим составом (рис. 10).

Типичные морены в результате хаотического распределения грубообломочного материала имеют «порфиривидную» текстуру. В сухом состоянии они распадаются на куски различной формы и размеров, образуя оскольчатые, скамковатые, ореховидные, плитчатые и другие отдельности. Излом морен зависит от уплотнения и от гранулометрического состава. Плотные и глинистые разности дают раковистый излом. Примесь песчаных частиц обуславливает шероховатый излом. Следы слоистости и напора ледника отсутствуют.

В песчано-алевритовой фракции типичных морен преобладают кварц (70—85 %), полевые шпаты (10—20 %) и слюды (5—10 %). Там, где распространены карбонатные породы, они содержат кальцит и доломит. В тяжелой фракции, содержание которой в типичных моренах приближается к 1 %, преобладают рудные минералы (35—50 %), амфиболы (представленные в основном обыкновенной роговой обманкой, 20 % и более), эпидот (15—20 %), гранат (5—10 %), циркон (5—8 %). Эти минералы присутствуют во всех без исключения ледниковых отложениях и являются ведущими. В меньшем количестве встречается лейкоксен, сфен, рутил. Содержание их обычно не превышает 2 % и лишь местами увеличивается

Рис. 10. Однородный литологический состав морены по скв. 21 на Бежаницкой возвышенности, к югу от пос. Новосокольники.

1 — кварц; 2 — полевой шпат; 3 — мусковит; 4 — карбонаты; 5 — рудные минералы; 6 — роговая обманка; 7 — эпидот; 8 — гранат; 9 — рутил; 10 — ставролит; 11 — турмалин; 12 — сидерит; 13 — гиперстен. Литологические обозначения те же, что на рис. 9 (см. вкладку).



до 5%. Еще в меньшем количестве иногда присутствует турмалин, дис-тен, силлиманит, барит и другие минералы. Общее количество минералов тяжелой фракции более 30.

Изучение минерального состава глинистой фракции с помощью органических красителей, термограмм и электронного микроскопа показало, что глинистая фракция как типичных морен, так и других ледниковых и водноледниковых отложений Северо-Запада представлена гидрослюдами, местами с незначительной примесью каолинита.

В некоторых районах вне зависимости от возраста ледниковых отложений наблюдается так называемая локальная морена, по своему вещественному составу и цвету отличающаяся от типичных. Такие отличия объясняются обогащением материалом, заимствованным из подстилающих пород. Локальные морены, залегающие на песках, опесчанены, на глинах — глинисты, на карбонатных породах включают обломки карбонатных пород. В последнем случае в песчано-алевритовых фракциях появляются такие минералы, как кальцит, доломит, глауконит, фосфаты, сидерит и др. По текстурным признакам — отсутствию слоистости, следов воздействия ледника после отложения морены, излому и др. — эти морены существенно не отличаются от типичных, но легко выделяются по цвету, близкому к цвету коренных пород.

В районах уступов, сложенных карбонатными породами (глинт, Карбоновый уступ и др.), и в краевых зонах распространены морены напора. Для них характерно меньшее содержание алевритовой фракции (20—25%) и соответственно большее содержание фракций крупнее 0.1 мм. В состав морен напора входят осадочные породы, заключенные в них в виде обломков различной величины.

Морены напора отличаются от локальных и типичных морен текстурными признаками, отражающими активное воздействие ледника на доледниковый рельеф. Поэтому эти морены несут следы активного воздействия ледника. Они сланцеваты, смяты в складки и включают отторженцы. Над карбонатными породами содержание крупнообломочного материала достигает 75%.

Своеобразные морены с брекчиевидной текстурой вскрыты в районе г. Приозерска. Они включают большое количество плохо окатанных обломков подстилающих пород, резко отличаются по цвету от вышележащих четвертичных отложений и по всем признакам приближаются к моренам напора, по текстурным особенностям они сходны с локальными.

Наряду с моренами, вещественный состав которых в значительной мере обусловлен местными породами, в пределах изученной территории встречаются морены, состав которых непосредственно не зависит от подстилающих пород; это водные морены, среди которых мы выделяем бассейновые, потоковые и айсберговые.

Гранулометрический состав бассейновых морен отличается от состава типичных, локальных и напорных морен лучшей сортировкой. В мелкоземле обычно преобладает алевритовая (реже какая-нибудь другая) фракция. Содержание ее возрастает до 45—55%. Характерно также наличие слабо выраженной слоистости. Такие морены распространены в пределах Мстинской впадины, местами в Приильменской низине, в юго-западном Прионежье.

Морены, в отложении которых принимали участие (весьма незначительное) потоки, характеризуются определенными текстурными признаками — параллельным расположением уплощенных валунов и галек. К ним относятся абляционные морены и морены, образовавшиеся при участии грязевых потоков.

Из абляционной морены сложены «покрышки» на водно-ледниковых отложениях, не нарушающие текстуры последних. Они распространены на

Карельском и Онежско-Ладожском перешейках и в краевых зонах (районы поселков Шапки и Кирсино, Струги Красные и др.), реже залегают непосредственно на типичной морене (Ордовикское плато, район пос. Тайцы, г. Можайска и др.). Для них характерно отсутствие хорошо выраженного максимума во фракции 0.1—0.01 мм (около 20%), незначительное содержание глинистых частиц (5—15%), обычно повышенное содержание песчаных частиц, составляющих в сумме 45% и более. По своей гранулометрии они приближаются к флювиогляциальным отложениям, но отличаются от них наличием глинистых частиц и худшей сортировкой, а от типичных морен пониженным содержанием алевритовой фракции.

На их петрографо-минералогический состав подстилающие породы не оказывают существенного влияния. В них резко преобладает эрратический материал и несколько повышен выход тяжелой фракции. Помимо вещественного состава, абляционные морены отличаются текстурными признаками. Они обычно пронизаны песчаными линзами со слоистостью потокового типа, реже горизонтальной. Уплотненные валуны и гальки в них располагаются не хаотически, а параллельно друг к другу и направлению слоистости.

В пределах Северо-Запада распространены также морены, в переотложении материала которых принимали участие грязевые потоки. По сути дела они являются переходным типом отложений от ледниковых к флювиогляциальным и характеризуются повышенным содержанием валунно-галечного материала (50% и более), включенного в несортированный мелкозем, в котором преобладают песчаные фракции. Наличие глинистых частиц (10—15%) свидетельствует о большой плотности потока, перемещавшего моренный материал. Уплотненные валуны и гальки, как и в абляционных моренах, располагаются в них параллельно друг другу и подошве слоя. Эти морены часто образуют линзы среди флювиогляциальных отложений.

В пределах южной части Карельского перешейка (поселки Южки, Токсово, Колтуши) распространены морены с невыдержанным гранулометрическим составом. Местами они приближаются к типичным, местами к абляционным, от которых отличаются повышенным содержанием глинистых частиц (до 15%). Содержание в них валунно-галечного материала обычно составляет 15—20%. На петрографо-минералогический состав их, так же как бассейновых и абляционных морен, подстилающие породы не оказывают влияния. Эти морены перекрывают водно-ледниковые и флювиогляциальные отложения и относятся, как это считал С. А. Яковлев (1926), к айсберговым.

Флювиогляциальные отложения, распространенные как в пределах Северо-Запада, так и в других районах, характеризуются относительно хорошей сортировкой, непостоянством гранулометрического состава, типами слоистости и положением уплотненных валунов и галек, свойственными потоковым отложениям. Петрографо-минералогический состав флювиогляциальных отложений существенно не отличается от морен, распространенных в этих же районах, но выход тяжелой фракции в них достигает 2% и более.

Озерно-ледниковые отложения отличаются от ледниковых и флювиогляциальных хорошей сортировкой обломочного материала. Гранулометрический состав их варьирует в широких пределах от крупнозернистых песков до глин. Какая-либо одна размерная фракция, чаще алевритовая, достигает в некоторых толщах 80—85%. Гранулометрический состав озерно-ледниковых отложений типа ленточных глин характеризуется наличием двух максимумов — в глинистой (<0.001 мм) и алевритовой (0.1—0.01 мм), реже песчаной фракциях. Наилучшей сортировкой обладают озерно-ледниковые отложения, слагающие поверхность звон-

цев. Обычно преобладают хорошо сортированные однородные алевриты и глины. Они характеризуются исключительным постоянством гранулометрического состава как в разрезе, так и по площади.

По петрографо-минералогическому составу озерно-ледниковые отложения существенно не отличаются от ледниковых, но выход тяжелой фракции в них незначителен (0.5—0.6% и менее). Однако в прибрежной части водоемов иногда образуются отложения типа шлихов с повышенным содержанием граната, роговой обманки, циркона и других минералов. Содержание тяжелой фракции в этих случаях возрастает до 3—4%. Для озерно-ледниковых отложений характерна горизонтальная, реже косая (с небольшими углами падения), слоистость.

Литологические исследования могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях.

Изучение гранулометрического состава дает возможность уточнить генезис ледниковых отложений, выделить различие их фаций, а также наметить положение неровностей доледникового рельефа, судить о характере движения ледника и условиях его таяния. Изучение петрографического и минералогического состава морен и ориентировки удлиненных валунов позволяет определить положение областей сноса, направления ледниковых потоков и т. д.

Однако при этом следует учитывать, что длинные оси валунов, лежащих на поверхности, могут быть в результате вторичных процессов (вымораживания, солифлюкции, воздействия водных потоков и вод бассейнов) изменить свое первоначальное положение. Изучение же ориентировки валунов в разрезах, где их первоначальное положение не нарушено, очень трудоемко, а общее количество замеров мало для вполне обоснованных выводов.

Изучение петрографо-минералогического состава ледниковых отложений позволяет в сомнительных случаях установить границу между ними и подстилающими их коренными породами. Для ледниковых отложений характерно большее разнообразие минералов (35 и более) и повышенный выход тяжелой фракции. В коренных осадочных породах насчитывается обычно лишь 15—20 минералов, а содержание тяжелой фракции не превышает долей процента. Направление движения ледника можно устанавливать также на основе изучения минералогического состава песчано-алевритовых фракций, которые представляют основную часть большинства ледниковых и водно-ледниковых отложений. Это дает возможность сопоставлять материал, полученный при бурении. Соотношения между минералами в ледниковых отложениях могут существенно изменяться. Например, в отложениях северной части Карельского перешейка весьма значительно содержание цветных слюд (15—17%) и незначительно содержание мусковита (2—3%), а в пределах распространения девонской пестроцветной толщи, богатой мусковитом, содержание его резко возрастает. Наиболее закономерно распределение граната (рис. 11). Содержание граната в тяжелой фракции морен и водно-ледниковых отложений достигает на Карельском перешейке 25—30% и более, тогда как на Онежско-Ладожском перешейке оно не превышает 5% (обычно 2—3%). Такое распределение минералов обусловлено петрографическими различиями питающих провинций и направлением движения ледниковых потоков.

Сопоставление петрографо-минералогического состава морен позволяет выделить различные их типы. Как отмечалось выше, соотношение между эрратическим и местным материалом изменяется в значительных пределах и является так же результатом условий переноса и отложения обломочного материала. При этом, естественно, надо учитывать гранулометрический состав и текстурные особенности отложений.

Все вышеизложенное, как нам кажется, показывает, что без всесторон-

него изучения вещественного состава и текстурных особенностей ледниковых и водно-ледниковых отложений палеогеография ледниковой эпохи не может быть восстановлена.

Неоднократно предпринимались попытки использовать особенности литологического состава для стратиграфии. Сопоставление большого

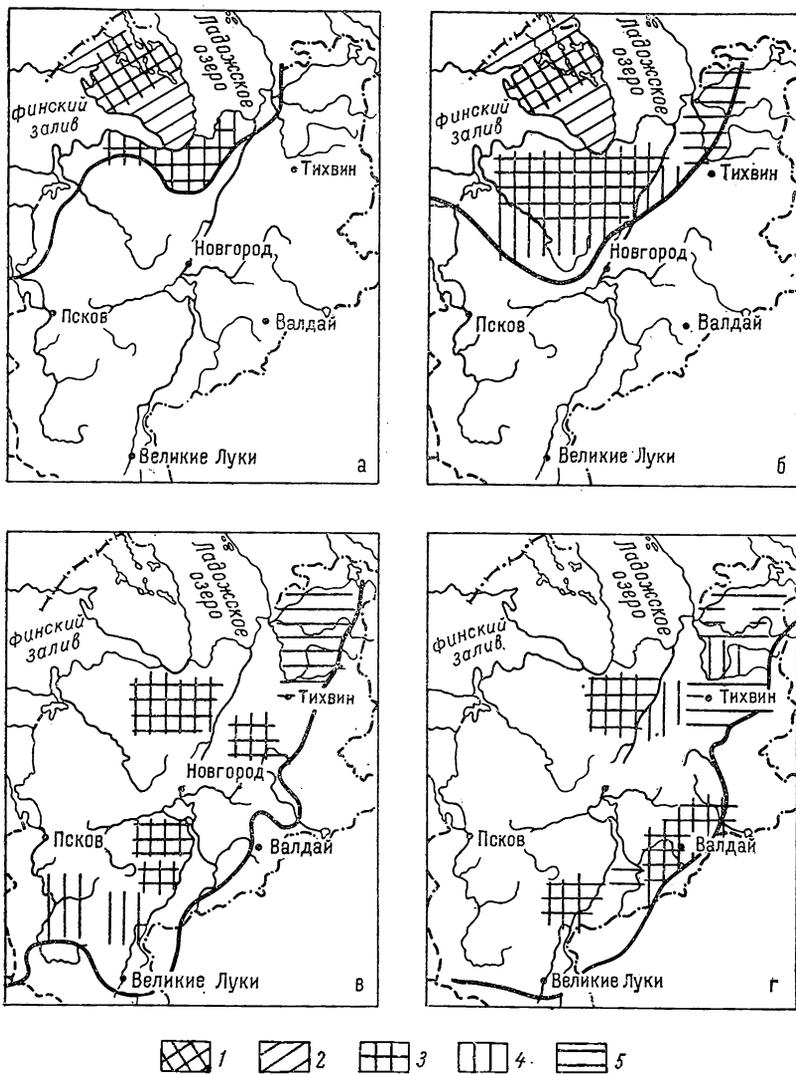


Рис. 11. Содержание граната во фракции 0,1—0,01 мм морен различных стадий валдайского оледенения.

а — невская стадия; б — лужская; в — крестецкая; г — вепсовская. 1 — >30%; 2 — 20—30%; 3 — 10—20%; 4 — 5—10%; 5 — <5%.

количества гранулометрических анализов разновозрастных морен показывает, что они мало отличаются друг от друга, при этом намечаются лишь различия в соотношении типов морен.

Так, вне зависимости от принадлежности к той или иной стадии опесчаненные морены отмечаются в пределах краевых зон и в абляционной морене. В общем же надо отметить, что гранулометрический состав разновозрастных морен, вскрытых какой-либо одной скважиной, обычно оди-

наков, что не дает возможности использовать его в стратиграфических целях.

Лучшие результаты получаются при сопоставлении петрографического состава валунно-галечного материала разновозрастных морен, но надо иметь в виду, что при изучении валунов и галек, полученных из керна скважин и обнажений и отложений, распространенных на поверхности, получается неравноценный материал. Это связано с тем, что размеры валунов зависят часто от их петрографического состава. Так, валуны рапакиви почти всегда обладают крупными размерами. Меньшие размеры имеют валуны основных пород, незначительны размеры валунов кварца и кремней. Поэтому сопоставление валунно-галечного состава морен для какого-либо одного района по материалам, полученным из буровых скважин и в обнажениях, не всегда может дать правильные результаты.

Сравнение минералогического состава ледниковых и водно-ледниковых отложений различных стадий показывает, что в общем роль продуктов разрушения кристаллического щита возрастает от древних отложений к молодым. Вместе с тем состав разновозрастных моренных толщ изменяется в зависимости от состава и рельефа подстилающих пород. На рис. 11 показаны изменения процентного содержания граната в отложениях невской, лужской, крестецкой и вепсовской стадий. В пределах Онежско-Ладожского перешейка, как это видно из схем, все ледниковые отложения вне зависимости от возраста (и генетического типа) характеризуются пониженным содержанием граната, тогда как в пределах Карельского перешейка оно максимальное. В невской морене количество граната уменьшается в юго-восточном направлении и резко снижается там, где кристаллические породы перекрываются осадочными. Как отмечалось выше, соотношение между эратическим и местным материалом в моренах зависит от условий его переноса и отложения. Поэтому сопоставление различных типов разновозрастных морен даже в одной петрографо-минералогической провинции не может дать положительных результатов.

Так, абляционная морена лужской стадии может существенно не отличаться от невской и значительно более резко отличаться от разновозрастной основной. Поэтому при стратиграфических сопоставлениях необходимо учитывать тип морены и использовать для сравнений основную морену. Использовать глинистые минералы в стратиграфических целях в настоящее время не представляется возможным, так как они в основном представлены гидрослюдами, как в разновозрастных моренах, так и в отложениях различных генетических типов.

Все изложенное выше свидетельствует о том, что использование вещественного состава ледниковых отложений в стратиграфических целях возможно только при сопоставлении однотипных отложений в ограниченных районах. Наиболее показателен состав основных морен.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Сплошной покров четвертичных отложений является характерной чертой геологического строения Северо-Запада. Распределение мощностей четвертичной толщи обнаруживает связь с рельефом (как доледниковым, так и ледниковым).

Четвертичный покров отсутствует лишь на обрывистых склонах некоторых речных долин, что связано с процессами эрозии и оползания. Минимальную мощность (1—3—5 м) он имеет на некоторых наиболее крутых участках денудационных уступов (Карбонового, Ордовикского, Бурегского), в юго-западном Прионежье (район Шокшинских гряд), на Ижорском и Волховском плато, на южном берегу Ладожского озера

(по данным Ю. И. Гречко), в юго-западном и южном Прионежье, в районе Пскова—Изборска, среднем течении рр. Ловати и Куньи, на востоке территории вблизи пос. Хвойное и оз. Городно и т. д. Северной части Карельского перешейка свойствен прерывистый характер четвертичного покрова. Возвышенности здесь, как правило, представляют собой скальные выходы кристаллических пород. Все вышеперечисленные участки являются выступами дочетвертичного субстрата и представляют собой возвышенности и их склоны или плоские водораздельные пространства.

Максимальные мощности приурочены к древним долинам, тектоническим впадинам и крупным котловинам, либо к краевым зонам и «срединным» межлопастным массивам.

Древние долины характеризуются значительной, притом весьма различной, мощностью четвертичных отложений. В главе II говорилось о том, что буровые скважины, как правило, не вскрывают полной мощности выполняющих долины антропогенных осадков. В настоящее время наибольшие мощности известны в следующих пунктах: у ст. Неболчи — 226 м; у пос. Пашозеро — >210 м; у пос. Любытино — 189 м; между пос. Крестцы и р. Полометью — 180, 163 и 149 м; в верхнем течении рр. Капши, Тукшы и Ошты > 150, 146 и 135 м; в нижнем течении р. Ояти > 150 м; у пос. Приветнинское на Карельском перешейке ~150 м; на р. Поломети — 120 и 119 м; в пос. Ляды на р. Плюсе — 120 м; в районе Лужской губы — 110 и 108 м; в г. Луге — 109 м; в Ленинграде > 100 м; близ устья р. Вуоксы — 98 м; у г. Лодейное Поле — 93 м; в верхнем течении р. Невы — 92 и 85 м; у Новгорода — 70 м, и т. д.

Балтийско-Ладожская депрессия в целом характеризуется повышенной мощностью четвертичных отложений. Тектоническая впадина, располагающаяся в северо-западной части Ладожского озера, выполнена толщей антропогенных осадков, имеющей у г. Приозерска мощность 187 м. В Приневской низине она значительно меньше и составляет обычно 30—50 м.

В основной краевой зоне средняя мощность не превышает 40—60 м, доходя на отдельных участках до 100 м и более (Вепсовская возвышенность, Шереховичские высоты, Ревенецко-Осташковские горы и т. д.).

На межпластных «срединных» возвышенностях мощности четвертичных отложений также велика. Так, в пределах Бежанецкой возвышенности она составляет 175—200 м в районе пос. Кудеверь, около 150 м к западу от г. Великие Луки и к северу от г. Невеля; в центральной части Судомской возвышенности — около 200 м, на Лужской возвышенности — 70—100 м, на Котовском плато — свыше 150 м.

Подавляющая часть территории (обширная Приильменская низина, восточная часть Карбонового плато и т. д.) характеризуется мощностями порядка 5—25 м.

До недавнего времени сведения о стратиграфии района ограничивались верхним плейстоценом (Вигдорчик и др., 1962) и голоценом. Более древние отложения, давно изучавшиеся на соседних территориях (Подмосковье, Прибалтика, Белоруссия), на Северо-Западе известны не были.

Обнаружение и изучение новых разрезов среднего и нижнего плейстоцена и сравнение их с уже известными позволяет расширить область палеогеографических реконструкций за счет территории, расположенной близко к центру оледенений (рис. 12).

Неоген-четвертичные отложения (свирский горизонт⁴)

Впервые указанные отложения были обнаружены в 1959—1960 гг. на Онежско-Ладожском перешейке близ г. Подпорожья в скв. 16 Л. Ф. Со-

⁴ Название «свирский горизонт» (свирский комплекс) предложено М. Е. Вигдорчиком (Вигдорчик и др., 1964).

коловой. Отложения в интервале 60.9—97.4 м датировались ею как лихвинские. Однако Е. А. Спиридонова, производившая анализ пылицы и спор, допускала возможность отнесения этой толщи к неоген-четвертичному возрасту. Позднее осадки с аналогичной палинологической характеристикой были вскрыты скв. 23 в древней долине Тукши у пос. Игнатовские Бараки. Разрез этой скважины является значительно более полным, положение рассматриваемых отложений здесь более определенное (диаграмма II).

В настоящее время сведения о неоген-четвертичных отложениях в пределах Северо-Запада имеются также по району г. Вологды (Ауслендер, Гей, 1967) и Валдайской возвышенности (район г. Демянска, материалы З. А. Шостак, 1968 г.).

Первая из упомянутых скважин вскрыла аллювиально-озерные осадки мощностью 36.5 м, представленные супесями, суглинками и тонкозернистыми песками, залегающими непосредственно на верхнедевонских породах. Рассматриваемая толща перекрыта мощным горизонтом морены, по условиям залегания относимой к московскому горизонту.

В спорово-пыльцевых спектрах с глубины 97.4—60.9 м основная роль принадлежит древесным породам, составляющим 60—80%. Почти везде господствует пыльца *Betula sec. Albae* (от 40 до 70%); постоянное участие принимает пыльца ели из секции *Eupicea* и в значительно меньшем количестве (до 2—3%) из секции *Omorica*, а также сосен из секции *Eupitus* и до 2—3% секций *Cembra* и *Strobus*. Иногда ель из секции *Eupicea* и сосна, скорее всего *Pinus silvestris* L., становятся господствующими. Характерно также постоянное присутствие в спектрах пылицы широколиственных пород (до 6—8%). В этой толще обнаружено несколько видов липы; в незначительном количестве и не в каждом образце встречается пыльца *Abies alba* Mill. и, по-видимому, *A. cf. firma* Sieb. et Lucc. [по Е. Н. Анановой (1965)]. Постоянно присутствует *Osmunda cf. clautoniana* и *O. cinnamomea* L., которая иногда составляет 5—10%.

Таким образом, в подморенной толще содержится пыльца и споры растений не только верхнечетвертичной, но также и среднечетвертичной и даже плиоценовой флоры.

Наличие ряда региональных, а также локальных термофильных экзотов не давало основания относить эту толщу к верхнечетвертичному времени. Условия ее залегания, а также невозможность сравнить полученную спорово-пыльцевую диаграмму с диаграммами каких-либо зон лихвинского межледниковья, как и вообще межледниковий, заставляют предполагать, что возраст рассматриваемой толщи более древний, чем лихвинский.

Скважиной 23 пройдена мощная толща четвертичных отложений. Ниже приводится описание ее нижней части, сделанное М. Е. Вигдорчиком и А. М. Оганесовой.

1al (N—Q) sv	1. Песок тонкозернистый, серый, пылеватый, слюдястый, полимиктовый	149.9—142.0 м.
	2. Супесь тонкая, коричневатая-серая и серая, слабо известковистая, слюдистая, ленточного типа, с тонкими прослоями глины, с редким гравием кварцито-песчаников на глубине 140—139.5 м	142.2—139.5 м.
	3. Песок тонко- и мелкозернистый, желтовато-серый, полимиктовый	139.5—135.45 м.
	4. Глина коричневая, слабо известковистая, слабо слюдистая	135.45—135.0 м.
	5. Песок тонкозернистый, желтовато-серый, пылеватый, слабо слюдистый	135.0—133.6 м.

	6. Суглинок коричневатого-серый, плотный, ленточного типа, слабо известковистый, с тонкими прослоями песчаного материала	133.6—132.3 м.
	7. Глина темно-коричневая, ленточного типа, плотная	132.3—131.5 м.
	8. Супесь тонкая, коричневатая-серая, слабо известковистая и слабо слюдястая, с прослойками слюдистого тонкозернистого песка и с редкими зернами песчано-гравийного материала	131.5—129.6 м.
	9. Песок тонко- и мелкозернистый, коричневатый-серый, участками пылеватый, слабо слюдистый	129.6—126.5 м.
	10. Супесь тонкая, участками ленточного типа, слюдястая, с единичными зернами песка	126.5—123.0 м.
	11. Глина розовато- и коричневатая-серая, ленточного типа, по плоскостям наслоения — разнозернистый слюдистый песок. Нижняя часть слоя глины очень плотная, каменистая	123.0—121.5 м.
	12. Супесь тонкая, участками ленточного типа, слабо известковистая, слюдястая, очень плотная, серая. Верхний контакт очень четкий по составу (выше залегают пески с включениями гравия и гальки в основании слоя)	121.5—121.2 м.
<i>fgl I ok</i>	13. Песок тонко- и мелкозернистый, слабо слюдистый, полимиктовый, с единичными зернами средне- и крупнозернистого песка, желтовато-серый. В песке наблюдаются редкие включения гравия и единичные гальки диабазы и гранита	121.2—116.5 м.
<i>gl I ok</i>	14. Супесь валунная, темно-серая, с содержанием гравийно-галечного материала до 25% (кварциты, диабазы, граниты)	116.5—111.2 м.
<i>lgl I ok</i>	15. Супесь плотная, каменистая, ленточного типа, слабо известковистая, слабо слюдястая, серая с бледно-коричневыми пятнами	111.2—108.3 м.
	16. Глина плотная, слабо слюдястая, известковистая, ленточного типа, серая. К концу интервала переходит в серую, тонкую супесь	108.3—108.0 м.
<i>lal II lh</i>	17. Песок тонкозернистый, глинистый, с гравием	108.0—107.5 м.
	18. Глина плотная, ленточного типа, слабо слюдястая, известковистая, бледно-коричневая с серыми пятнами. На глубине 107.4—107.5 м валуны гранита	107.5—101.4 м.
<i>gl II dn</i>	19. Супесь валунная серая, грубая, с галькой и гравием гранитов и кварцито-песчаников	101.4—99.8 м.
	20. Глина плотная, серая, каменистая, ленточного типа, слабо слюдястая, слабо известковистая; содержит гравий и редкую гальку. Контакты с нижележащим и вышележащим слоями четкие	99.8—99.0 м.
	21. Супесь валунная, серая, грубая, с включениями валунов гранитов и кварцитов (до 5—7%)	99.0—97.4 м.
<i>lal II dn</i>	22. Глина темно-коричневая, плотная, ленточного типа, по плоскостям наслоения — тонкозернистый слюдистый розовато-серый песок. Верхний и нижний контакты отчетливы и фиксируются скоплениями валунно-песчаного материала в подошве и кровле слоя	97.4—94.85 м. 94.85—94.6 м.
<i>lgl II dn</i>	23. Валунны гранитов и диабазов	
	24. Глина очень плотная, ленточного типа, коричневатая-серая, слабо известковистая, слюдястая. Контакты с ниже- и вышележащим слоями четкие по составу	94.6—92.5 м.
<i>gl II dn</i>	25. Супесь валунная, темно-серая, с большим содержанием гравийно-галечного материала средней окатанности. Переход к вышележащему слою постепенный	92.5—90.3 м.
<i>lgl II dn</i>	26. Глина очень плотная, каменистая, серая, слабо слюдястая, известковистая, ленточного типа (примазки тонкозернистого слюдистого песка по плоскостям наслоения), с единичными зернами гравия	90.3—81.0 м.

lal II od	27. Глина ленточного типа, слабо слюдястая, известковистая, коричневато-темно-серая	81.0—76.0 м.
	28. Глина ленточного типа, комковатая, слабо слюдястая, известковистая, темно-серая, с единичными включениями гравия и редкой галькой диабазов и гранитов	76.0—72.8 м.
	29. Супесь тонкая, слабо слюдястая, темно-серая с коричневатым оттенком	72.8—72.4 м.
	30. Суглинок плотный, слюдястый, слабо известковатый	72.4—72.0 м.
	31. Глина ленточного типа, плотная, слабо слюдястая, слабо известковистая, серая с коричневыми пятнами	72.0—65.6 м.
	32. Скопление валунно-гравийного материала, представленного кварцито-песчаниками	65.6—65.5 м.

Гранулометрический состав отложений, относимых к неоген-четвертичному возрасту (по 9 образцам с глубины 149.9—121.2 м), типичен для озерно-аллювиальных осадков. Главный максимум приурочен к алевритовой фракции (0.1—0.01 мм) и составляет в среднем около 50%. Минеральная ассоциация довольно однообразна. В легкой фракции преобладают кварц (60—70%) и полевоы шпат (16—23%). Обращает на себя внимание незначительное содержание рудных минералов (24—38%), циркона и граната и большое количество неустойчивых минералов — эпидота (17—24%) и роговой обманки (21—33%). Остальные минералы содержатся примерно в одинаковых количествах.

По палинологическим данным в разрезе неоген-четвертичных отложений, залегающих на глубине 121.2—149.9 м, выделяются два интервала. В нижней части осадков, на глубине 142.5—149.9 м, во всех спектрах постоянно преобладает пыльца древесных пород, составляя 70—80%, среди которой доминируют береза (в основном древовидная; кустарниковые формы содержатся в ничтожном количестве). Пыльца хвойных пород составляет значительный процент во всех спектрах, а иногда является господствующей. Ель представлена в основном видами из секции *Eupicea*, хотя постоянно присутствие видов секции *Omorica* (до 2%). Среди сосен господствуют виды из секции *Eupitus* — *Pinus silvestris* (или близкий к нему вид), значительно реже виды из секций *Cembra* и *Strobus*. Пыльца широколиственных пород встречается постоянно, но в небольшом количестве, до 7%. Единично присутствует пихта. Из трав преобладает мезофильное и гигрофильное разнотравье, в небольшом количестве отмечена пыльца водных растений рода *Nymphaea* (не менее двух видов) и рода *Nuphar*. Среди споровых попеременно господствуют папоротники и зеленые мхи. Споры папоротников больших размеров, очень разнообразны по рисунку переспория и, по-видимому, представлены большим количеством родов и видов. С оценкой «редко» присутствуют *Osmunda cinnamomea*, *O. cf. claytoniana*, *Ophyoglossum vulgatum* L., *Botrychium lunaria* Sw.

В спорово-пыльцевых спектрах второго интервала (глубина 124.2—142.5 м) несколько возрастает значение споровых и травянистых растений, хотя по-прежнему господствующее положение занимают древесные, причем содержание отдельных пород менее выдержано, чем в первом интервале. В спектрах попеременно доминируют ель и сосна или береза и ольха. Реликтовые элементы (*Picea* sec. *Omorica*, *Pinus* sec. *Cembra* и *Strobus*) приурочены в основном только к спектрам с господством хвойных пород. Пыльца широколиственных пород содержится в меньшем количестве (до 3—5%), единично встречается пихта. В составе травянистых растений появляется, а иногда и господствует пыльца полыней и маревых, хотя мезофильное разнотравье играет еще существенную роль (особенно в спектрах с господством хвойных). Обнаружена *Trapa natans* L. Среди

споровых по-прежнему преобладают папоротники и зеленые мхи, хотя на некоторых глубинах доминируют сфагновые мхи. Видовой состав *Polypodiaceae* менее разнообразен, хотя формы с переспорием встречаются еще довольно часто. Единично присутствуют *Osmunda cinnamomea*, *Botrychium lunaria*, а также лесные виды плаунов *Lycopodium clavatum* L., *L. complanatum* L., *L. innundatum* L.

Следует сказать, что по палинологическим данным второй интервал скв. 23 хорошо сопоставляется с разрезом скв. 16 (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Корреляция отложений свирского горизонта по данным палинологического анализа

Палинологические слои	Онежско-Ладожский перешеек		Западная часть Вологодской области, близ г. Грязовца	
	скв. 16	скв. 23	скв. 140	скв. 116
sv ₃ — берез с элементами ксерофитной перегляциальной флоры.				
sv ₂ — сосны, ели, иногда березы с небольшим участием пихты и широколиственных пород.				
sv ₁ — ели, реже сосны с небольшим участием пихты и широколиственных пород.				

Примечание. Скв. 16 (1961 г.), оз. Воронье, к северу от пос. Шеменичи, материалы Л. Ф. Соколовой, Е. А. Спиридоновой; скв. 23 (1965 г.), пос. Игнатовские барани, к юго-востоку от пос. Андроновского, материалы М. Е. Вигдорчика и Е. А. Спиридоновой; скв. 140 (1967 г.), устье р. Вексы, близ г. Грязовца, материалы В. П. Гей и Л. А. Гайгеровой; скв. 116 (1967 г.), дер. Погорелка Грязовецкого района, материалы В. П. Гей и Р. А. Бичуриной.

Е. М. Вишневской в интервале 118.9—143.2 м было определено 63 таксона пресноводных диатомовых водорослей. Высокие количественные оценки имеют *Melosira ambigua* (Grün.) O. Müll. и *M. granulata* (Ehr.) Ralfs., *Meridion circulare* Ag. и *Cocconeis pediculus* Ehr. Все остальные виды встречены единично. Доминирует группа планктонных диатомовых водорослей (48%); бентические составляют 27% и литоральные 25%, причем из них северобореальных встречено 11 видов, южнобореальных 16, остальные 36 видов имеют широкое географическое распространение.

Таким образом, осадконакопление происходило в пресном, достаточно глубоководном водоеме с умеренным температурным режимом.

Палинологические данные по описанным выше скважинам сопоставляются с материалами, полученными недавно В. П. Геом, Р. А. Бичуриной и Л. А. Гайгеровой по району Вологды (табл. 3). Более широкая корреляция древних осадков, в частности с разрезами Белоруссии и Литвы, представляется нам пока преждевременной в связи с неполнотой наших знаний о географической зональности, существовавшей в доледниковое время (Ананова, 1960).

Нижнечетвертичные отложения

Отложения самого древнего из установленных на данной территории оледенений — окского залегают на глубине 107.5—121.2 м в скв. 23 на несген-четвертичных породах. Они представлены флювиогляциальными, ледниковыми и озерно-ледниковыми образованиями и перекрыты осадками лихвинского межледниковья. Морена представлена темно-серыми валунными супесями, содержащими до 25% гравийно-галечного материала, состоящего из диабазов, кварцитов и гранитов.

В разрезе флювиогляциальных подморенных осадков преобладают тонко- и мелкозернистые пески с единичными включениями гравия и гальки. На морене залегают супеси и глины, по характеру осадков и палинологическим данным имеющие озерно-ледниковый генезис. От осадков лихвинской свиты супеси и глины отделены прослоем тонкозернистых песков (107.5—108.0 м). Минералогический состав озерно-ледниковых отложений сильно отличается от подстилающих осадков преобладанием рудных минералов (60%) и уменьшением содержания неустойчивых минералов — роговой обманки (11%) и эпидота (13.6%).

К нижнечетвертичным отложениям следует отнести и 96-метровую толщу ледниковых и водных отложений, вскрытых под лихвинскими осадками в скв. 76 у дер. Булатово, в верхнем течении р. Волги (см. ниже).

Среднечетвертичные отложения

Лихвинский горизонт

Отложения лихвинского межледниковья на севере территории вскрыты скв. 10 у г. Подпорожья, в бассейне р. Свири. Ниже приводится описание разреза.

<i>l II lh</i>	1. Дочетвертичные породы (девон)	ниже 95.0 м.
<i>gl II dn</i>	2. Суглинок слегка песчанистый, красновато-коричневый, с единичными валунами гранита	95.0—86.0 м.
<i>lal II od</i>	3. Суглинок валунный, красновато-бурый, песчанистый, плотный, с гравием и галькой кристаллических пород	86.0—80.1 м.
<i>gl II m</i>	4. Глина серовато-бурая, песчанистая, плотная	80.1—77.8 м.
<i>lal III mk</i>	5. Песок голубовато-серый, тонкозернистый, глинистый	77.8—76.3 м.
	6. Глина голубовато-серая, плотная, легочная	76.3—72.8 м.
	7. Суглинок валунный, коричневатобурый, песчанистый, плотный, гравий и валуны кристаллических пород	72.8—71.5 м.
	8. Глина серовато-бурая, песчанистая, плотная	71.5—69.7 м.
	9. Супесь темно-серая, в нижней части слоя шоколадного цвета, очень плотная, глинистая, слоистая	69.7—56.5 м.
<i>gl III^{bl-ed}_{vd}</i>	10. Песок серовато-желтый, тонкозернистый, глинистый, плохо сортированный, кварцево-полевощпатовый	56.5—45.2 м.
<i>lal IIIsm_{vd}</i>	11. Суглинок валунный, бурый, плотный; гравий и галька кристаллических пород	45.2—43.5 м.
<i>gl III_{vd}</i>	12. Песок серовато-желтый, тонкозернистый, глинистый, сортированный, кварцево-полевощпатовый, слегка слюдистый	43.5—24.7 м.
<i>lgl III_{vd}</i>	13. Суглинок валунный, коричневатобурый, плотный	24.7—23.5 м.
<i>gl III_{vd}</i>	14. Песок серовато-желтый, тонкозернистый, глинистый	23.5—21.5 м.
<i>fgl III_{vd}</i>	15. Суглинок валунный, серовато-коричневый, плотный, с гравием и галькой кристаллических пород	21.5—13.5 м.
<i>gl III_{vd}</i>	16. Песчано-гравийно-галечные отложения	13.5—7.5 м.
	17. Суглинок валунный, плотный	7.5—6.0 м.

<i>lgl</i> III _{vd}	18. Глина ленточная, темно-серая	6.0—5.0 м.
<i>fgl, gl</i> III _{vd}	19. Галечник кристаллических пород	5.0—4.4 м.
	20. Суглинок валунный, серовато-бурый	4.4—2.7 м.
	21. Галечник кристаллических пород	2.7—2.1 м.
<i>p</i> IV	22. Горф темно-коричневый, хорошо разложившийся	2.1—0.0 м.

Как видно из разреза, лихвинские осадки представлены песчанистыми суглинками, которые по гранулометрическому составу несколько напоминают морену. Доминирует алевритовая фракция (45%) при значительном участии глинистой, что говорит о плохой сортировке материала. На минералогический состав суглинков оказали влияние подстилающие девонские породы (обилие слюд, роговой обманки и эпидота).

Господствующим компонентом всех палинологических спектров является пыльца древесных пород (80—96%). Споры составляют от 3 до 20%, причем значение их постепенно увеличивается в верхней части толщи. На пыльцу трав приходится не более 4%. В нижних слоях этой толщи доминирует пыльца ели (до 58%), выше количество ее несколько сокращается. По всему разрезу определена пыльца *Abies* (двух видов), *Picea sec. Omorica*, *Pinus sec. Strobus* и *Cembra* (до 3%).

Среди споровых доминируют сфагновые мхи и папоротники. Споры зеленых мхов отмечены только в верхней части толщи. Во всей толще присутствуют *Botrychium lunaria* Sw., *B. boreale* (Fr.) Milde. Определены также *Osmunda* sp. и *Selaginella selaginoides* L., которая иногда встречается в виде тетрад (диаграмма IX).

Спорово-пыльцевая диаграмма рассматриваемых отложений свидетельствует об образовании их во вторую половину лихвинского межледниковья (зоны L₄ и L₅ по В. П. Гричуку; табл. 4).

Отложения лихвинской свиты выделяются также в уже упомянутой выше скв. 23, где на глубине 101.4—107.5 м залегают глины светло-коричневого и серого цвета, слабо слюдястые и известковистые, со слоистостью ленточного типа. Глины однородны по гранулометрическому составу. Поскольку песчаная фракция полностью отсутствует, можно предположить, что отложение обломочного материала происходило в спокойном бассейне. Минеральный состав характеризуется преобладанием в тяжелой фракции рудных минералов (до 63%); характерно также повышенное содержание кварца (60—70%).

По своим особенностям палинологические спектры этого разреза хорошо сопоставляются с зонами L₅ и L₆ по В. П. Гричуку. Необходимо отметить присутствие мегаспоры *Azolla filiculoides* Lem. на глубине 104.5 м.

В этом же интервале Е. М. Вишневецкой обнаружена довольно бедная пресноводная диатомовая флора (14 таксонов). Преобладает группа планктонных, представленных в основном северобореальными видами. 15 видов из 16 являются общими с диатомовой флорой из неоген-четвертичных отложений, вскрытых этой же скважиной.

Наиболее полный разрез лихвинских межледниковых отложений вскрыт на юге рассматриваемой территории скв. 9 у пос. Бандино в районе г. Великие Луки. Эти осадки представлены переслаиванием глин и тонкозернистых песков мощностью 30 м, залегающих непосредственно на породах верхнего девона и перекрытых одной мореной, видимо, вальдайского возраста. В палинологических спектрах отложений представлены все зоны развития растительности этого периода. Поскольку данный разрез опубликован (Спиридонова, Малаховский, 1965), нет необходимости рассматривать его более подробно.

В районе пос. Селижарово Калининской области в верховьях р. Волги уже давно обнаружены два межледниковых разреза, представленных

**Корреляция опорных разрезов лихвинского горизонта по данным
палинологического анализа**

Палинологические зоны (по В. П. Гричуку)	Карель- ский пе- решеек	Онежско-Ладожский перешеек		Район верхней Волги		Район верховьев р. Ловати
	скв. 220	скв. 10	скв. 23	скв. 76	обнаже- ние на р. Боль- шая Коша	скв. 9
L ₆ — березы и сосны.						
L ₅ — сосны с березой и небольшим участком ели и пихты.						
L ₄ — ели и пихты с не- большим участком ши- роколиственных пород.						
L ₃ — граба, пихты, ели и широколиственных по- род.						
L ₂ — ели с сосной и ши- роколиственными поро- дами.						
L ₁ — березы и сосны с примесью ели.						

Примечание. Скв. 220 (1965 г.), в 7 км к северу от пос. Первомайское, материалы Л. Ф. Соколовой, Е. С. Малисовой; скв. 10 (1961 г.), близ г. Подпорожья, материалы Л. Ф. Соколовой, Е. А. Спиридоновой; скв. 23 (1965 г.), пос. Игнатовские Баракы, к юго-востоку от пос. Андроновское, материалы М. Е. Вигдорчика и Е. А. Спиридоновой; скв. 76 (1968 г.), дер. Булатово, в 15 км к югу от пос. Селижарово, материалы Д. Б. Малаховского, В. И. Хомутовой; обнажение на р. Большая Коша, в 12 км к юго-востоку от пос. Селижарово (Grichuk, 1964); скв. 9, дер. Бандино, в 35 км к юго-востоку от г. Великие Луки (Спиридонова, Малаховский, 1965).

органогенными осадками. Данные по обнажению на р. Большая Коша опубликованы В. П. Гричуком (Grichuk, 1964), поэтому мы на нем не останавливаемся. Второй из разрезов был вскрыт буровой скважиной при разведке на уголь в дер. Булатово в 15 км к юго-востоку от пос. Селижарово в 1936 г. Скв. 76 прошла 114-метровую толщу четвертичных отложений, выполняющих древнюю долину, причем лихвинские осадки залегают в самой верхней части на глубине 6.6—18.0 м, под верхней (московской) мореной. Разрез этой скважины был впервые изучен В. А. Коллуковым, считавшим эти отложения межледниковыми, затем К. К. Марковым

(1939). Летом 1968 г. на месте старой скважины была пройдена скважина глубиной 12.8 м. Межледниковые отложения представлены серым плотным алевроитом с растительными остатками и уплотненным хорошо разложившимся бурым торфом. Спорово-пыльцевой анализ свидетельствует о несомненном лихвинском возрасте толщи, зоны L_3-L_6 (скважина не прошла полностью межморенный горизонт). Подобно разрезу на р. Большая Коша лихвинские отложения перекрываются здесь перигляциальными осадками днепровского оледенения. Палинологический анализ свидетельствует о колебаниях климата ритма стадия—межстадиал, следовавших непосредственно после конца межледниковья.

Днепровский горизонт

Эти отложения по условиям залегания выделяются в разрезах нескольких скважин в центральной части Карельского перешейка, а также в упомянутых выше скважинах 10 (г. Подпорожье) и 23 (пос. Игнатовские Бараки) на Онежско-Ладожском перешейке, где они залегают между палеонтологически охарактеризованными отложениями лихвинского и одинцовского межледниковий. Днепровские отложения на Карельском перешейке слагают основание Котовского межпластового массива и представлены мощной (40—80 м) толщей морен, глин и песков, залегающих на породах кембрия и перекрытых осадками московского и валдайского оледенений (рис. 9, вкладка).

Днепровская морена характеризуется плохой сортировкой, однако во всех образцах доминирует алевроитовая фракция (до 50%). В минеральном составе отмечается значительное содержание рудных минералов (41—50%), что отличает их от нижележащей окской морены. Количество роговой обманки и эпидота в этих отложениях невелико. В скв. 10 к рассматриваемым отложениям относятся валунные суглинки мощностью 5.1 м на глубине 86.0—80.1 м. Наиболее полно днепровские образования представлены в скв. 23, где в интервале 101.4—81.0 м наблюдается чередование валунных супесей и глин ленточного типа.

Прослой глин на глубине 94.8—97.4 м на основании палинологических данных отчасти условно можно отнести к межстадиалу. В спорово-пыльцевых спектрах этих осадков преобладают древесные породы, среди которых сначала господствует пыльца древовидной березы, а затем сосны и ели. Единично отмечены реликтовые формы ели секции *Omorica* и сосен из секций *Cembra* и *Strobus*, а также двух видов пихты — *Abies alba* Mill., *A. cf. firma*. На глубине 96.5 м встречены два пыльцевых зерна *Tsuga canadensis* L., нормально развитые и хорошей сохранности. Среди трав попеременно господствуют злаки и осоки, в верхних горизонтах увеличивается роль полыней. Споры зеленых мхов являются доминирующими. Почти постоянно встречаются споры *Osmunda cinnamomea* L., реже *O. claytoniana* L. Сохранность пыльцы и спор во всех образцах очень хорошая, часто встречаются другие растительные остатки. Однако все спорово-пыльцевые спектры по своим особенностям несколько необычны. Так, господство древесных пород и присутствие термофильных плиоценовых реликтов сочетается со значительным участием в спектрах полыней и отчасти маревых.

В указанных слоях определено 23 таксона пресноводных диатомовых водорослей и единичные обломки морского вида *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., видимо переотложенные. Доминирует группа планктонных (60%), литоральные составляют 28% и бентические — 12%, причем 10 видов относятся к группе северобореальных, 6 — южнобореальных и 7 — широкого географического распространения.

Озерно-ледниковые глины, подстилающие и перекрывающие межстадиальные озерно-аллювиальные отложения, содержат пыльцу, указывающую на холодные приледниковые условия их формирования.

Одинцовский горизонт

Количество разрезов с одинцовскими межледниковыми отложениями на территории Северо-Запада весьма невелико. Достаточно обосновано выделение этих отложений лишь в скв. 23, где они залегают на глубине 65.6—81.0 м и представлены глинами ленточного типа, а также супесями и суглинками озерно-аллювиального генезиса мощностью 15.4 м. По мнению М. Е. Вигдорчика, одинцовские отложения в этой скважине отделены от нижележащих днепровских озерно-ледниковых глин поверхностью размыва. В кровле этих отложений также фиксируется размыв в виде скопления валунно-галечного материала на глубине 65.6—65.5 м.

Гранулометрический состав глин и суглинков весьма однороден и характеризуется отсутствием хорошо выраженного максимума. В минералогическом составе тяжелой фракции много рудных (до 54.5%), значительное количество роговой обманки (10.6—14.3%), эпидота (до 14.5%) и циркона (7.0—9.8%). В легкой фракции преобладают кварц и полевые шпаты. Как и в нижележащих осадках, отмечается повышенное содержание слюды (7—10%).

Основную роль в спорово-пыльцевых спектрах рассматриваемых отложений играет пыльца древесных пород, хотя в нижней, средней, реже в верхней, частях глинистой толщи господствующее положение занимают споры. По общему составу компонентов и определенному характеру кульминации древесных пород всю эту толщу можно разделить на четыре интервала.

I интервал (глубина 81.0—78.5 м). В палинологических спектрах господствует пыльца сосен из секции *Eupitius*, составляющих 50%, и 1—2% из секций *Cembra* и *Strobus*. Значительно участие ели (20—30%), в основном из секции *Eupicea* и отчасти секции *Omorica* (до 2—3%). Единично встречается пихта *Abies alba* Mill. и *Abies cf. firma*, а также *Tsuga* sp. (скорее всего *T. canadensis* L.) очень хорошей сохранности, как и вся остальная пыльца, с хорошо выраженными морфологическими признаками.

II интервал (глубина 78.5—75.5 м). Здесь, как и в интервале IV, основную часть палинологических спектров составляет пыльца берез, главным образом кустарниковой формы, достигающая 60—70%. Ничтожно малое участие в спектрах принимают хвойные породы. Состав трав и спор аналогичен IV интервалу.

III интервал (глубина 75.5—70.5 м). По своим особенностям в целом сопоставляется со II; однако здесь значительно разнообразнее состав споровых растений; больше спор папоротников с сохранившимся переспорием. Встречены *Onoclea* sp., *Botrychium lunaria* Sw., *B. boreale* (Fr.) Milde., *Ophyoglossum vulgatum* L., *Osmunda cinnamomea* L., *Selaginella selaginoides* L.

IV интервал (глубина 70.5—65.5 м). Состав спорово-пыльцевых спектров напоминает спектры озерно-ледниковых осадков с глубины 81.0—90.3 м, хотя сохранность пыльцы иная. Так, пыльца берез, отчасти ольхи, плоская, с тонкой экзиной, а пыльца хвойных, особенно ели, иногда рваная.

Таким образом, в диаграмме этого разреза обращает на себя внимание наличие двух интервалов (I и III) с термофильными элементами, разделенных интервалами, где эти элементы исчезают, в то время как появляются и доминируют представители перигляциальной флоры: *Alnaster fruti-*

cosa Rupr., *Betula nana* L., *Ephedra* sp., *Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides* L., *Artemisia* sp.

Флора «термофильных» слоев также необычна. Наряду с господством пыльцы ели и сосны и присутствием *Picea* sec. *Omorica*, *Pinus* sec. *Strobus* и *Cembra*, *Abies* sp., *Tsuga canadensis* L., *Onoclea* sp., *Osmunda cinnamomea*, *Ophoglossum vulgatum*, требующих для своего развития не только тепла, но и достаточного увлажнения, присутствует пыльца *Artemisia* spp. и *Ephedra* sp. Следовательно, спорово-пыльцевые спектры этого горизонта сочетают в себе не только элементы межледниковой, но и межстадиальной флор.

Особенности спорово-пыльцевой характеристики разреза скв. 23 могут рассматриваться как следствие северного положения разреза. Эти особенности заключаются в «более межстадиальном характере» спектров не только по значительно меньшему участию пыльцы широколиственных пород (см. разрезы у пос. Глазово, г. Рославля), но главным образом по преобладающей роли ели и сосны, а также присутствию ксерофитных элементов перигляциальной флоры. Наличие *Tsuga* sp. в нижнем интервале может указывать на сохранение в это время отдельных элементов регрессирующей североамериканской флоры на севере Русской равнины.

В интервале 87.4—66.0 м в 26 образцах Е. М. Вишневецкой определены пресноводные диатомовые (81 форма) и единичные обломки морской *Melosira sulcata* var. *biseriata* Grun. Выделяются два интервала, содержащие наибольшее количество диатомовых: на глубине 73.8—73.5 м — 72 формы и на глубине 68.1—66.0 м — 37 форм. В I интервале отмечено 16 видов северобореальных и 17 видов южнобореальных, остальные 39 видов имеют широкое географическое распространение. Диатомовая флора II интервала значительно беднее.

Несколько условно к одинцовскому межледниковью могут быть отнесены отложения, вскрытые скв. 118 (пос. Угловка) во впадине древнего рельефа на склоне Валдайской возвышенности (Геология четвертичных отложений. . ., 1967). Здесь на глубине 23.0—85.5 м залегает мощная песчано-глинистая толща, в спорово-пыльцевых спектрах которой выделяются несколько интервалов, вполне сопоставимых с диаграммой скв. 23 (диаграмма II). Однако скачкообразный ход кривых различных компонентов спектров на некоторых глубинах, видимо, указывает на некоторое переотложение пыльцы и спор в этих осадках. Своеобразие спектров данного разреза по сравнению с разрезом скв. 23 заключается в преобладании пыльцы ольхи и ели и постоянном присутствии граба. Последнее обстоятельство может быть отчасти объяснено тем, что данные отложения формировались в более южном районе, в пределах древней долины.

Одинцовские отложения условно выделяются в разрезе скв. 10 (г. Подпорожье) на глубине 72.8—80.0 м, где они залегают между палинологически охарактеризованными осадками лихвинского и микулинского межледниковий, а также, по данным Л. Ф. Соколовой и Е. С. Малясовой, в скв. 221 на Карельском перешейке (рис. 9). Следует сказать, однако, что палинологическая характеристика этих отложений, представленных мощными толщами песков и глин (до 30 м), весьма однородна и не позволяет сделать окончательный вывод об их возрасте.

Таким образом, сведения об одинцовском межледниковье на территории Северо-Запада РСФСР в настоящее время весьма ограничены. При этом спорово-пыльцевая характеристика имеющихся разрезов в данном районе несколько иная, чем на территории, расположенной южнее (Шик, 1957б; Гричук и др., 1964) и имеет более межстадиальный характер, поскольку даже в спектрах оптимальных фаз встречаются элементы перигляциальной флоры.

Отложения московского ледниковья известны в обнажениях и в ряде скважин, пробуренных в различных пунктах рассматриваемой территории. Они залегают обычно на коренных породах или более древних осадках четвертичного возраста.

Наибольшим развитием пользуются валунные суглинки, глины и супеси, зеленовато-серые, коричневые и светло-коричневые, плотные, местами сильно известковистые. Повсеместно в морене наблюдается довольно значительное количество гравийно-галечно-валунного материала, представленного главным образом осадочными породами и в меньшем количестве кристаллическими. Среди последних преобладают граниты, гранито-гнейсы, порфириды и слюдястые сланцы. Мощность морены колеблется от 1.5—16 м (в Предглинтовой низменности и Приильменской низине) до 25—60 м (Котовское плато и Валдайская возвышенность).

Гранулометрический и минералогический состав, цвет морен, а также характер включений зависят от положения разреза и от характера подстилающих пород. Обычно московская морена отличается от валдайской серым цветом, преобладанием среди грубообломочного материала осадочных пород, большей плотностью и глинистостью.

В настоящее время получены материалы, свидетельствующие о стадийности московского оледенения в пределах рассматриваемой территории. Подобные данные имеются для Костромской области (Писарева, 1965) и района г. Вологды (Ауслендер, Гей, 1967). Однако увязка стадий и межстадиалов по разрезам, расположенным на значительном расстоянии друг от друга, пока невозможна.

Скв. 1, пробуренная в северной части эрозионно-тектонической впадины (у дер. Снетково близ г. Приозерска), вскрыла мощную (187-метровую) толщу четвертичных отложений, залегающую на песчаниках верхнего протерозоя. Отложения, связанные с московским оледенением, залегают на глубине 32—187 м и представлены двумя горизонгами морены и толщей межморенных глин мощностью 96 м. Указанные отложения несколько условно отнесены к московскому горизонту по следующим соображениям. В межморенной толще в интервале 125.0—111.0 м Е. М. Вишневской обнаружено 46 видов пресноводных диатомовых и фрагменты морских форм из порядка *Centrales*. Выше до глубины 32.5 м отложения диатомовых не содержат. Морская диатомовая флора вновь появляется в интервале 25.0—30.0 м и представлена 21 формами, среди которых чаще встречаются *Thalassiosira gravida* Cl., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., характерные для морских верхнечетвертичных водоемов. По-видимому, диатомовые из интервала 25.0—30.0 м можно считать переотложенными из осадков мгинской толщи, которая залежала в данном разрезе выше морены, но оказалась впоследствии размытой. Интересно отметить, что с этой же глубины увеличивается содержание широколиственных пород (главным образом орешника). Межморенная толща представлена глиной буровато-серого и темно-серого цвета, горизонтально слоистой, в отдельных прослоях гумусированной; местами наблюдаются единичные вкрапления вивианита. На некоторых интервалах глина дислоцирована, что объясняется, видимо, процессами оползания осадков, причлененных к крутому борту эрозионно-тектонической впадины. На глубине 98.5—107.5 м вскрыты хорошо сортированные тонкозернистые озерные пески. Данные палинологического анализа, по заключению Е. М. Ельчаниновой, позволяют выделить в пределах данной толщи несколько стадийных и межстадийных горизонтов. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, в период формирования этих отложений имела место неоднократная смена лесных формаций тундровыми и лесотундровыми с постоянным участием пери-

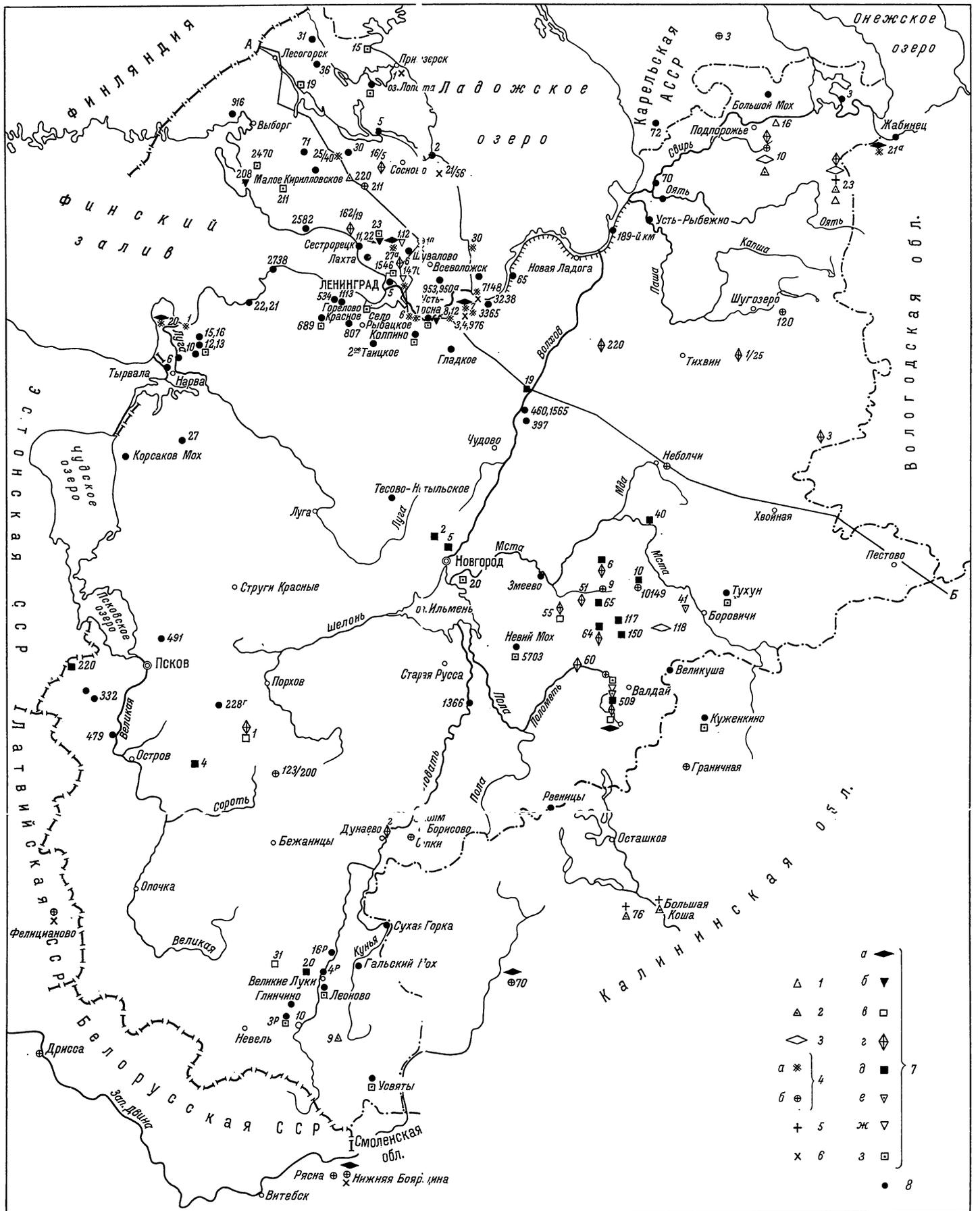


Рис. 12. Схема расположения опорных разрезов.

1 — свирский доледниковый горизонт. Межледниковые горизонты: 2 — ливинский; 3 — одинцовский; 4 — микулинский — мгинский (а — морские, б — континентальные отложения); 5 — эстадиальные слои днепровского горизонта; 6 — межстадиальные слои московского горизонта; 7 — межстадиальные слои валдайского горизонта (а — верхневолжские, б — тосненские, в — бережайские, г — соминские, д — метинские, е — плюские, ж — охтинские, з — аллередские и беллинские); 8 — голоцен. Цифры при условном знаке — номера разрезов. АБ — линия геологического профиля пос. Лесогорск — пос. Пестово (см. рис. 9).

гляциальной флоры. Изменение условий осадконакопления не находит, однако, отражения в гранулометрическом и минералогическом составе отложений, которые являются весьма однородными по всему разрезу. Глины характеризуются одним максимумом во фракции < 0.001 мм, что свидетельствует, видимо, о том, что седиментация материала происходила в водоеме со спокойным режимом.

В разрезе скв. 1п (пос. Токсово, севернее г. Ленинграда; диаграмма III) под микулинскими отложениями и флювиогляциальными осадками московского возраста вскрыты пески, суглинки и глины мощностью около 1.5—2 м, которые, видимо, отлагались во время московского межстадиала, имеющего, однако, иную палинологическую характеристику, чем рассмотренные выше интервалы. Так, в оптимальную фазу среди древесных пород резко возрастает значение ели (до 40—45%) и сосны (до 30%). Среди травянистых растений при преобладании пыльцы полыней, значительно увеличивается роль осок, злаков и разнотравья. В составе споровых растений господствуют папоротники, иногда составляющие до 90%. В указанных слоях обнаружено 34 вида диатомовых, относящихся к 18 родам (морских — 7, солоноводных — 5, пресноводных — 8); все водоросли отмечены с оценкой «единично» и представлены обломками, что позволяет считать их переотложенными.

Данные палинологического анализа говорят о том, что межстадиальные слои разрезов скв. 1п и скв. 1 разновозрастны; однако стратиграфическое соотношение этих межстадиалов в настоящее время неизвестно.

Непосредственно ниже отложений микулинского межледникового выделяется еще один межстадиальный климатический ритм (табл. 5). В. П. Гричук предлагает называть выделенный межстадиал касплянским. Отложения этого межстадиала достаточно разнообразны по своему литологическому составу и, видимо, генезису. В пределах Балтийско-Ладожской котловины они представлены глинистыми осадками, содержащими морские диатомовые (скв. 7, бывш. дер. Синяино; скв. 21/56, дер. Денисово), и являются озерно-морскими или морскими. В ряде континентальных разрезов они представлены песчано-глинистыми отложениями, иногда грубозернистыми песками с пресноводной фауной (Крукле и др., 1963). Мощность этих отложений различна, от нескольких метров до 20 м. Ни в одном из описанных разрезов слои финальной стадии не представлены мореной, поэтому можно предположить, что на данной территории имеем дело с перигляциальными осадками.

Верхнечетвертичные отложения

Микулинский (мгинский) горизонт

Отложения этого горизонта представлены морскими и континентальными фациями (табл. 5).

Морские осадки распространены в пределах южного побережья Финского залива, Ладожского и Онежского озер. За последнее время новые разрезы вскрыты скважинами на Карельском перешейке.

Отложения, получившие название мгинской толщи, были впервые обнаружены Н. В. Потуловой в 1921 г. и явились объектом всестороннего изучения в течение длительного времени (см. главу I). Этот разрез находится к юго-востоку от Ленинграда на р. Мге близ устья р. Войтоловки. Здесь между двумя моренами залегает 10-метровая толща алевритовых глин зеленовато-черного цвета с запахом сероводорода, распыленным вивианитом и морской фауной, книзу они переходят в ленточные глины и пески, имеющие мощность 12.6 м (Знаменская, 1959). В морских глинах

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33									
Морской	Юго-западное Прионежье Скв. 21а.	0 -56.5	57.5 1	Глина коричнево-серая, известковистая, слабо слюдистая, с гравием и галькой.	<i>lai IV</i> — 15, <i>gl III_{vd}</i> — 21, <i>lgl III_{vd}</i> — 3, <i>gl III_{vd}</i> — 6.5, <i>mgl III_{vd}</i> — 65.5.				Морские диатомовые.																																
	Карельский перешеек Скв. 221.	141 134	32 25	Торф буровато-черный, слоистый — 3 м. Песок мелкозернистый, коричнево-серый, однородный — 22 м.	<i>gl III_{vd}</i> — 2.6, <i>lgl III_{vd}</i> — 7.	<i>gl II_m</i> — 25, <i>lgl II_{od}</i> — 28, <i>gl II_{dn}</i> — 30.5.			112 видов диатомовых, 90% пресноводных.																																
Континентальный	Скв. 1п.	58 58	21.5 21.5	Супесь серая, тонкослоистая, гумусированная — 2.5 м. Песок мелкозернистый, серовато-коричневый, глинистый, слюдистый — 19 м.	<i>p IV</i> — 2, <i>l IV</i> — 0.5, <i>gl III_{vd}</i> — 3.5.	<i>gl II_m</i> — 12, <i>lgl II_m</i> — 5, <i>lai II_mst</i> — 15, <i>gl II_m</i> — 23.			Обломки пресноводных диатомовых в верхней части толщи.																																
	Онежско-Ладожский перешеек Скв. 10.	65.5 60	26 22	Песок тонкозернистый, слоистый — 11 м. Супесь с прослоями песка — 13.2 м. Глина с прослоями песка — 1.8 м.	<i>p IV</i> — 2, <i>gl III_{vd}</i> — 22 <i>lai III_{vd}^{sp}</i> — 19, <i>gl III_{vd}^{bl+red}</i> — 17, <i>lgl III_{vd}</i> — 4.	<i>gl II_m</i> — 1.3, <i>l II_{vd}</i> — 7.3, <i>gl II_{dn}</i> — 6, <i>lai II_h</i> — 9.			Единичные пресноводные диатомовые в верхней части толщи.																																
	Скв. 3.	90 90	16 16	Песок, в нижней части песок и глины.	<i>gl III_{vd}</i> — 1.5, <i>gl(?) III_{vd}</i> — 3.5.	Q — 51.			Пресноводные и диатомовые в небольшом количестве.																																Обломки древесины и шишки в верхней части толщи.
	Район северной части Валдайской возвышенности Скв. 120.	169 169	1.75 1.75	Песок тонкозернистый, серый — 0.35 м. Глина илистая, темно-серая — 1.15 м. Торф — 0.1 м. Песок тонкозернистый, с растительными остатками — 0.15 м.	<i>gl III_{vd}</i> — 20.	<i>gl II_m</i> — 60.			Богатая пресноводная диатомовая флора, в составе которой имеются тепловодные формы.																																
	Обнажение на р. Шуе.	~ 105 ~ 105	Несколько метров.	Песок и глины с многочисленными растительными остатками и прослоем торфа в нижней части толщи.	<i>gl III_{vd}</i> — ?.	<i>lgl III_m</i> — ?	Остатки рыб и жуков.																																		
	Скв. 9.	102 102	16.5 12.5	Глина плотная, жирная, тонкослоистая, с органическими остатками.	<i>l III_{vd}</i> — 7.5, <i>gl III_{vd}</i> — 3.5, <i>lgl III_{vd}</i> — 54, <i>lgl III_{vd}</i> — 4.	<i>gl II_m</i> — 6.5.			Не обнаружены.																																

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10-14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33			
Континентальный	Обн. 10149.	$\frac{135}{140}$	$\frac{2}{2}$	Глина алевроитовая, серая и голубоватая, плотная, с включениями вивианита, растительными остатками и прослоями торфа.	$lgl III_{vd} - 1$, $gl III_{vd} - 0.25$.	$gl II_m - 0.4$.			Не обнаружены.																						
	Обнажение на р. Поломеги.	~ 160 ~ 160	Несколько метров.	Пески с линзами торфа и гиттия.	$gl III_{vd} - \text{до } 10$.	$gl II_m - \text{несколько метров}$.	<i>Valvata piscinalis</i> Müll., <i>Sphalarum corneum</i> L., <i>Pisidium casertanum</i> Poli, <i>P. pilchellum</i> Jen., <i>P. sublunatum</i> Malm., <i>P. nitidum</i> Jen., <i>P. miliatum</i> Held, <i>Pisidium</i> sp.		197 видов диатомовых, большинство из них — пресноводные. Встречены теплолюбивые формы.																				<i>Brasenia purpurea</i> Mich., <i>Trapa natans</i> L., <i>Najas marina</i> L., <i>Fagus</i> sp., <i>Corylus</i> sp., <i>Tilia</i> sp., <i>Carpinus</i> sp., <i>Ulmus</i> sp., <i>Acer</i> sp.		
	Скв. 509.	$\frac{103}{84}$	$\frac{42.5}{2}$	Супесь глинистая, тонкая, с прослоями глины, слоистая.	$l IV - 9$, $l III_{vd} - 31$, $lgl III_{vd}^{kr} - 5$, $gl III_{vd}^{kr} - 11$, $lal III_{vd}^{ms} - 8$, $gl III_{vd}^{vp} - 7$, $gl III_{vd}^{sm} - 9$, $gl III_{vd}^{ed} - 8$, $lal III_{vd}^{br} - 5$, $gl III_{vd}^{bl} - 5$, $lal III_{vd}^{pg} - 13.5$, $lgl III_{vd}^{cg} - 5$.	$lgl II - 0.5$, $lal II - 3.5$, $lgl II - 17.5$.			Не обнаружены.																						
	Шурф на р. Граничной.	~ 210	2.5-3.5	Глина мергелистая, гумусированная серая ~ 0.5 м. Торф бурый, плитчатый, с древесиной ~ 2 м. Песок разнозернистый, серый, с гравием и галькой ~ 0.5 м.	$gl III_{vd} > 1$.	?																									<i>Dulichium spathaceum</i> Pers., <i>Brasenia purpurea</i> .
	Скв. 123 (200). Район г. Холма Обнажение у дер. Борисово.	$\frac{81}{81}$ 50-60	$\frac{14}{14}$ 3/3	Пески и глины. Песок тонкозернистый, голубовато-серый — 1 м. Суглинок темно-серый, плотный, пластичный — 2 м.	$gl III_{vd} - 5.5$?	<i>Valvata piscinalis</i> Müll., <i>Bithunia tentaculata</i> L., <i>Pisidium casertanum</i> Poli., <i>P. mitilium</i> Held., <i>Rutilus rutilus</i> L., <i>Coregonus lavaretus</i> L.																							<i>Scheuchzeria palustris</i> L., <i>Potamogeton pectinatus</i> L., <i>Atnus</i> sp.
Обнажение у дер. Сопки.	$\frac{62}{62}$	$\frac{2.2}{2.2}$	Песок мелко- и тонкозернистый, глинистый, слоистый — 1.7 м. Глина плотная, зеленовато-серая, с растительными остатками — 0.5 м.	$lgl III_{vd} - 3$, $gl III_{vd} - 5$.	$gl II_m > 9$.		<i>Schaerium</i> (?) и <i>Anodonta</i> (?)																								

В. Скороходовым (1932) и М. А. Лавровой (1939) определена фауна, причем наряду с арктическими формами (*Portlandia arctica* Cray) были обнаружены бореально-субарктические [*Tellina calcarea* (Chemn.)], бореальные (*Mytilus edulis* L., реже *Littorina littorea* L.) и единично бореально-лузитанские (*Cardium edule* L.) формы. В глинах встречены также обрывки морской травы *Zostera marina* L. Диатомовые водоросли (Черемисинова, 1960) появляются в ленточных глинах и в большом количестве содержатся в морских отложениях (свыше 200 видов). Наиболее характерными являются *Coscinodiscus perforatus* (Ehr.), *C. antiquus* Grun., *C. curvatulus*, *C. curvatulus* var. *minor* (Ehr.) Grun., *Thalassiosira baltica* (Grun.) Ostf., *Th. baltica* var. *fluviatilis*, *Th. gravida* Cl., *Bacterosira fragilis* Grun., *Chaetoceros* sp. (покоящиеся споры), *Actinoptychus areolatus* (E.) A. S., *Achnanthes taeniata* Grun. и др. Из *Silicoflagellatae*: *Distephanus speculum* (Ehr.) Höck., *Ebria tripartita* (Schumm.) Lemm.

По данным диатомового анализа выделяются следующие этапы развития бассейна: 1) мариногляциальная подфаза — диатомовые ленточных глин фиксируют начало проникновения морских вод в приледниковое озеро; 2) фаза морской лагуны — эстуарно-лагунный комплекс диатомовых имеет холодноводно-реликтовый характер (преемственность от приледниковых бассейнов); 3) морская фаза, проникновение в мгинское море теплых течений с запада — в комплексе диатомовых водорослей наряду с широко распространенными во всех морях видами содержится ряд бореальных и тепловодных эемских элементов; 4) фаза верхней лагуны — исчезновение эемских видов, преобладает солоноводно-эвригалинный комплекс с большим количеством позднеледниковых реликтов, обитающих в холодных лагунах.

Для определения возраста морских глин решающую роль сыграл спорово-пыльцевой анализ, проведенный М. П. Гричук (Знаменская, 1959). Полученная диаграмма отражает почти все фазы развития растительности (за исключением самой нижней), характерные для микулинского межледниковья. На диаграмме мгинского разреза типично «микулинскими» являются следующие особенности: 1) невысокое содержание пыльцы ели, за исключением горизонтов, отвечающих началу и концу межледниковья; 2) последовательность кульминаций пыльцы широколиственных пород и лещины (дуб → вяз → лещина → липа → граб); 3) пыльцы граба много (26%), но количество ее меньше, чем сумма пыльцы дуба, вяза и липы; 4) содержание пыльцы орешника значительно (93%).⁵

Х. А. Арслановым (Старик и др., 1964) была получена датировка по C^{14} (по фауне из верхней части межледниковых глин описываемого разреза), равная $47\ 400 \pm 1400$ лет. При этом указывалось, что авторы считают полученную цифру лишь минимальной, так как в данном разрезе, видимо, имеет место процесс загрязнения образцов более молодым углеродом.

Новый стратотипический разрез мгинской толщи вскрыт скв. 7, пробуренной по совету О. М. Знаменской у бывш. дер. Синявино южнее торфоразработок, близ верхней бровки уступа абразионной террасы (диаграмма IV). Ниже приводится разрез микулинских отложений этой скважины.

1. Глина темно-зеленая, плотная, со слабо выраженной слоистостью, с глубины 57 м содержит органические остатки 53—58 м.
2. Глина темно-зеленая, с глубины 59 м черная, более плотная, с гнездами темно-серого тонкозернистого песка. Глина насыщена органикой. На глубине 60.75 м наблюдаются скопления вивьянита, отпечатки

⁵ И. С. Недригайловой в непосредственной близости от данного разреза описано обн. 976. Новые данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов подтверждают и отчасти дополняют полученные ранее. В частности, процент ели в обн. 976 в зоне М₇ достигает 65, а процент широколиственных — 43.

<i>Zostera marina</i> и обломки раковин	58—71 м.
3. Глина зеленовато-черная, плотная, неясно слоистая, с обломками раковин	71—73 м.

Мгинские отложения подстилаются осадками, относимыми по спорово-пыльцевой характеристике к последним этапам московского оледенения (финальная стадия и каспийский межстадиал) и перекрываются отложениями курголовской (начальной) стадии валдайского оледенения и верхневоложского межстадиала. Гранулометрический состав толщи однороден и характеризуется отсутствием хорошо выраженного максимума. Обычно преобладают фракции < 0.001 и $0.1-0.01$ мм, при этом первая ненамного превосходит или равна алевритовой, что обычно характерно для ленточных глин или близких к ним отложений. Верхняя граница мгинской толщи выделяется довольно четко по гранулометрии и совпадает с изменениями в пыльцевом спектре. Литологический анализ не фиксирует климатических колебаний, связанных с наличием каспийского межстадиала и двух стадий московского ледниковья. Выход тяжелой фракции в среднем составляет 0.19%. Минералогический состав тяжелой фракции характеризуется большим количеством рудных, содержание которых не менее 50%, а иногда доходит до 100%. Значительно содержание сидерита (на глубине 63.3 м — 19.2%), роговой обманки и эпидота. В нижней части толщи увеличивается процентное содержание таких минералов, как роговая обманка, эпидот, гиперстен, гранат, цоизит, турмалин, сфен, что связано, вероятно, с размывом подстилающей морены. Среди минералов легкой фракции отмечено повышенное содержание гидрослюд (4—11.8%) и карбонатов (12—22%) по сравнению с вмещающими породами.

В глинах была встречена морская фауна, представленная *Portlandia arctica*, *Mytilus edulis*, *Macoma calcarea*. Максимально распространены раковины *Portlandia arctica*. В верхней и нижней части толщи раковины *Portlandia* мелкие и обнаружены единично. С глубины 63.2 до 72.0 м они встречаются значительно чаще и представлены различными формами (от мелких до крупных), имеются раковины с раскрытыми створками, что свидетельствует о нахождении их *in situ*. Менее распространены *Macoma calcarea*. Они появляются ниже по разрезу (глубина 69—73.4 м) и приурочены к отложениям максимальных глубин и солености межледникового моря. Раковины *Mytilus edulis* отмечены в интервале от 65 до 73.5 м. Они представлены небольшим количеством экземпляров и преимущественно мелкими (юными) формами. М. А. Лаврова, анализирувшая фауну из керна этой скважины, считает, что присутствие *Mytilus edulis* в глубоководных отложениях объясняется заносом сюда этого вида вместе с растительными остатками. По ее мнению, состав фауны из скв. 7 указывает на аккумуляцию морских осадков в зоне средней и нижней сублиторали на мягких илистых грунтах затишной зоны морского дна при значительной солености.

Е. А. Черемисинова на основании эволюции диатомовых водорослей выделяет следующие этапы развития межледникового бассейна: 1) фазу нижней лагуны с Мариногляциальной подфазой (глубина 71.75—74.75 м), для последней характерны пресноводно-холодноводные, а также пресноводно-солонководные и единичные морские виды диатомовых; 2) лагунную фазу, для которой характерна более богатая солонководно-морская флора при участии пресноводно-солонководных видов; 3) морскую (глубоководную) фазу (глубина 64.75—70.75 м), представленную комплексом морских планктонных форм; 4) фазу верхней лагуны (глубина 55.75—63.75 м) с абсолютным преобладанием солонководных эвригаллиных диатомовых (рис. 13).

В. П. Гричук, анализирувший ископаемую пыльцу и споры из этой толщи, считает, что в ней содержится флора межледникового характера

(содержание пыльцы широколиственных пород достигает 72%). По четкому делению на термоксеротическую и термогигротическую фазы, по порядку кульминаций широколиственных пород (дуб → вяз → орешник → липа → граб), по исключительно высокому содержанию пыльцы орешника (467%) и ольхи (537%), а также присутствию спор *Osmunda cinnamomea* L. толщу следует несомненно отнести к микулинскому межледниковью. В ней можно выделить все пыльцевые зоны, характерные для этого межледниковья (M_1 , M_{2+3} , M_4 , M_5 , M_{5+6} , M_7 и M_8).

Таким образом, различные виды анализов свидетельствуют о закономерном циклическом изменении палеогеографической обстановки во время накопления данной толщи. Описанный разрез хорошо сопоставляется с разрезами р. Мги, пос. Рыбацкое, Курголовского полуострова, о. Прангли, являясь, однако, более полным, так как здесь в понижении рельефа перед глинтом в непрерывном разрезе водных осадков сохранились не только микулинские межледниковые осадки, но и перигляциальные отложения предшествующего (московского) и последующего (валдайского) ледниковий.

С рассмотренным разрезом хорошо согласуются данные по скв. 3365 (материалы Э. М. Мокриенко). Несмотря на то что по керну этой скважины не производилось спорово-пыльцевого и диатомового анализов, сходные условия залегания и близость ее к скв. 7 (бывш. дер. Снявину), типично «мгинский» облик осадков, а также наличие фауны *Portlandia arctica*, *Mytilus edulis*, *Macoma calcarea*, *Astarta borealis* Chenn. (одна створка) позволяют достаточно надежно отнести данный разрез к числу мгинских.

К числу широко известных в литературе опорных разрезов мгинской толщи принадлежат и разрез у пос. Рыбацкое, расположенный на левом берегу р. Невы близ Ленинграда. Здесь буровой скважиной вскрыта 40-метровая толща зеленовато-серых глин с вивианитом. В глинах встречена фауна *Portlandia arctica*, *Mytilus edulis*, *Macoma calcarea*. Диатомовый анализ свидетельствует о последовательной смене следующих фаз развития бассейна: нижней лагуны, морской, верхней лагуны и литорали (Знаменская, Черемисинова, 1962). Спорово-пыльцевой анализ (Лаврова, Гричук, 1960) указывает на четкую выраженность всех особенностей истории формирования растительного покрова, свойственных микулинскому межледниковью, и полноту разреза (зоны от M_2 до M_8).

Новый полный разрез мгинской толщи описан Т. В. Усиковой на Юковской возвышенности к северу от Ленинграда. Разрез скв. 27а имеет много сходного с снявинским. Следует, однако, отметить, что сумма пыльцы широколиственных пород здесь значительно меньше (около 20%).

Достаточно хорошо изучен также разрез скв. 20 у оз. Белого близ Лужского залива (Геология четвертичных отложений. . ., 1967). Указанная скважина прошла мощную толщу осадков, выполняющих древнюю дочетвертичную долину. Под 70-метровой толщей водных осадков, относящихся к последнему оледенению, здесь залегают морские межледниковые отложения, представленные алевроитовой плотной битуминизированной глиной зеленовато-серого цвета, неясно слоистой, с включениями вивианита, растительного детрита с пиритизированными отпечатками растительных тканей, в том числе *Zostera marina*, с фауной *Macoma calcarea*, *Portlandia arctica*, *P. arctica* var. *siliqua* Reeve, *Tellina* sp. Гранулометрия мгинской толщи в общем весьма однообразна и аналогична нижним горизонтам мгинской толщи, вскрытой скв. 7. Спорово-пыльцевой анализ позволяет выделить в толще глин зоны M_5 — M_8 , характерные для растительности микулинской межледниковой эпохи. Анализ диатомовой флоры свидетельствует о смене морских условий (глубина 72.8—79.0 м) опресненным мелководьем (глубина 69.7—72.8 м). Состав диатомовых

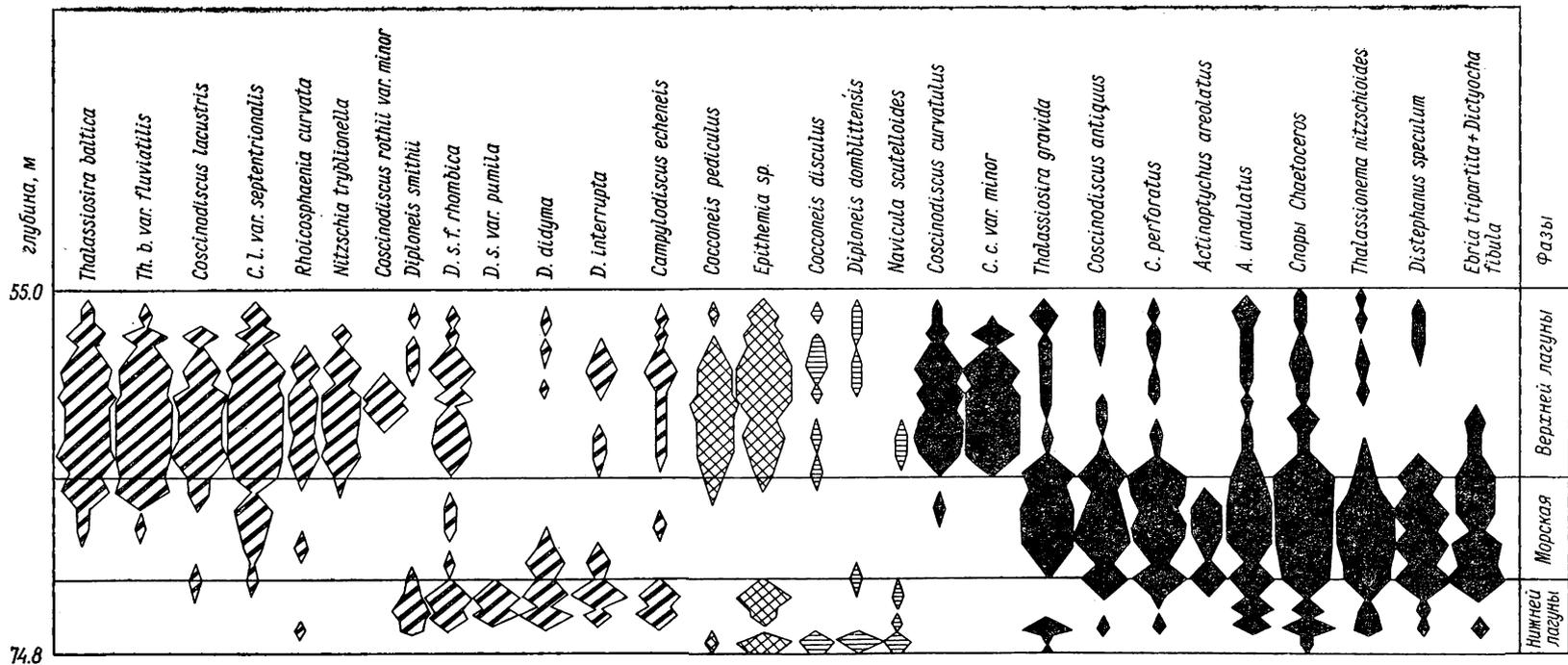
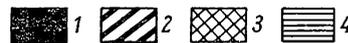


Рис. 13. Диатомовая диаграмма разреза мгинской толщи, вскрытой скв. 7 у пос. Синяино близ г. Ленинграда. Составила Е. А. Черемисинова.

Виды: 1 — морские, 2 — солоноватоводные, 3 — пресноводно-солоноватоводные, 4 — пресноводные; 5 — встречаемость.



5
в массе
огень гасто
нередко
редко
единицно

водорослей достаточно разнообразен (до 200 видов), а количество экземпляров по отдельным горизонтам доходит до 2000—3000. Анализ отложений и захороненных в них пыльцы и спор указывает на перерыв в осадконакоплении на глубине 79.5 м, в результате которого непосредственно на озерно-ледниковые глины ленточного типа, относящиеся к московско-ледниковью, ложатся отложения второй половины мгинского межледниковья, которые выше по разрезу сменяются плотными глинистыми алевритами с редким, мелким гравием и включениями вивианита, являющимися отложениями курголовской (начальной) стадии валдайского оледенения. Таким образом, разрез, изученный по скв. 20, может считаться эталонным для второй половины московско-валдайской межледниковой эпохи, так как он хорошо охарактеризован флористически и фаунистически и хорошо сопоставляется с разрезами скв. бывш. дер. Синявино, поселков Рыбацкое и Мга. Табл. 5 показывает, что из всех известных на рассматриваемой территории разрезов мгинской толщи данный занимает наиболее низкое гипсометрическое положение. Кровля мгинских осадков располагается здесь на абсолютных отметках — 50 м, что связано либо с подстилающим рельефом (древняя долина), либо с новейшими тектоническими движениями.

Новый разрез обнаружен в центральной части Карельского перешейка Л. Ф. Соколовой. Он вскрыт скв. 25/40 в пос. Красносельское. Здесь под 72-метровой валдайской мореной вскрыты плотные слоистые битуминозные суглинки с фауной *Portlandia arctica*, *Macoma calcarea*, *Mytilus edulis*, содержащейся в нижней части толщи. Анализ диатомовой флоры говорит о том, что в данном разрезе сохранились отложения морской фазы и фазы верхней лагуны, а палинологический анализ свидетельствует о полноте разреза (зоны от M_2 до M_8). Мощность осадков, относимых к микулинскому межледниковью (алевроиты и алевритовые глины), составляет 16 м.

К числу полных, хорошо охарактеризованных палинологически, разрезов относится и разрез скв. 7/48, изученный И. С. Недригайловой, расположенный близ юго-западной оконечности Ладожского озера. Интересной особенностью литологического состава мгинских отложений, вскрытых в данной скважине, является то, что верхняя ее часть представлена не как обычно глинистыми породами, а 14-метровой толщей тонкозернистых, глинистых однородных песков,⁶ залегающих на глубине всего около 6 м не под мореной, а под озерными осадками. Пески подстилаются 9-метровой пачкой алевритовых глин, типичных для этой толщи с фауной *Portlandia arctica*. Следует отметить, что, несмотря на типично «мгинские» черты разреза, толща не содержит диатомовых.

Рассматриваемые ниже разрезы несомненно относятся к мгинской толще, однако они либо не охарактеризованы столь всесторонне, либо отражают сравнительно небольшую часть межледниковой эпохи. Одним из них является разрез скв. 1 вблизи устья р. Луги, где не известны ни абсолютная отметка кровли, ни мощность, ни условия залегания морских межледниковых отложений. Однако схематическая спорово-пыльцевая диаграмма, наличие скудной солоноводно-морской диатомовой флоры (16 видов из 21) и фауны *Leda pernula* Mull., а также специфический «мгинский» облик отложений, залегающих на отрицательных абсолютных отметках вблизи опорного разреза скв. 20, — все это вместе взятое является основанием для отнесения данного разреза к микулинскому горизонту. По данным Т. В. Усиковой (Малясова и Усикова, 1965), мгинская толща вскрыта скв. 1470/487, пробуренной в Ленинграде у Володарского моста. Она представлена зеленовато-серым гумусирован-

⁶ На спорово-пыльцевой диаграмме скв. 7/48 обращает на себя внимание растянутасть зоны M_8 , приуроченной к вышеописанным пескам.

ным суглинком с вивианитом и фауной *Portlandia arctica* и *Mytilus edulis*. В алевроитах и алевроитовых глинах обнаружено около 80 видов диатомовых, большинство из которых является морскими и солоноводными. Спорово-пыльцевой анализ свидетельствует о том, что в данном разрезе сохранилась лишь самая нижняя часть мгинской толщи, соответствующая зоне M_1 (нижний максимум ели).

В скв. 6 (дер. Усть-Славянка), близ Ленинграда вскрыт разрез четвертичных отложений, нижнюю часть которого составляет мгинская толща, представленная зеленовато-серым алевроитовыми глинами мощностью 4 м. Палинологический анализ свидетельствует о том, что в данном разрезе присутствует лишь очень небольшая часть толщи — соответствующая зоне M_6 . Абсолютная отметка кровли мгинских отложений в этой скважине составляет 44 м, в то время как в скв. 3, расположенной недалеко (на р. Мге) отложения, соответствующие зоне M_6 , имеют абсолютную отметку около 0. Это, видимо, говорит о неровностях дна мгинского моря. В толще осадков обнаружена морская диатомовая флора с небольшой примесью пресноводно-солоноводных и пресноводных форм. Наиболее широко распространены *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun., *Thalassiosira gravida* Cl., *Chaetoceras affinis* Lauder, *Dictyocha fibula* Ehr.

По данным И. И. Краснова (Краснов, Рейнеке, 1936) и Е. А. Черемисиновой (1957), мгинская толща вскрыта скважинами, пробуренными со льда на Ладожском озере близ маяка Осиновец. Здесь она имеет мощность всего около 1 м и залегает между двумя моренами на абсолютных отметках от —18 до —30 м. Толща содержит морские диатомовые и фауну *Portlandia arctica*, однако не изучалась палинологами.

Возможно, самая верхняя часть мгинской толщи (соответствующая зоне M_6) представлена зеленовато-серой тонкослоистой глиной, вскрыта скв. 21а на юго-западном побережье Онежского озера в пос. Ошта (материалы М. Е. Вигдорчика). Эти осадки залегают в древней долине на низких абсолютных отметках (—55 м кровля) и имеют мощность около 1 м. В них Е. А. Черемисиновой обнаружены морские диатомовые.

Мы не рассматриваем здесь разрез у ст. Саблино близ Ленинграда (Ансберг, Знаменская, 1941), поскольку для него не имеется материалов спорово-пыльцевого и диатомового анализов, а также существуют некоторые сомнения о ненарушенном его залегании, так как он залегает выше всех известных до сих пор разрезов мгинской толщи этого района.

В настоящее время известно значительное количество отторженцев мгинских отложений. Эти находки сделаны, как правило, в области залегания мгинской толщи *in situ*. Они известны на Сойкинской возвышенности, где мощность такого отторженца, по данным Э. Ю. Саммета, составляет 46 м, на южном берегу Ладожского озера, на Карельском перешейке (карьер у пос. Первомайское) и др.

Исключение составляет находка мгинских отложений у хутора Эдази в районе пос. Крестцы. Здесь в 200 км к юг-юго-востоку от ближайших разрезов мгинской толщи на абсолютной отметке —4 м М. Е. Вигдорчиком (Вигдорчик и др., 1961) в скважине обнаружена 6.5-метровая пачка глин, которая по своей литологической и палеонтологической характеристике не отличается от известных разрезов мгинской толщи южного побережья Финского залива и Ладожского озера. Сопоставление условий залегания (в древней долине, которая, по имеющимся в настоящее время данным, могла открываться лишь на север в котловину Ладожского озера) и наличия исключительно богатого комплекса морских диатомовых вызывает ряд сомнений относительно залегания глин *in situ*. Действительно трудно себе представить ингрессию морских вод, столь глубоко вдающуюся по узким долинам и не испытавшую опреснения.

Из табл. 5 видно, что в наиболее полных разрезах мгинские отложения составляют лишь часть толщи водных осадков, залегающих между московской и валдайской моренами. По имеющимся в настоящее время данным, кровля достоверно мгинских отложений в рассматриваемом районе не поднимается выше абсолютных отметок около +15 м, их мощность весьма различна, что связано как с неполнотой разрезов (скважины 6, 20, 1470/487 и т. д.), так и с не одинаковой интенсивностью осадконакопления (для таких полных, литологически сходных разрезов она составляет 11 м — скв. 3 и обн. 4, 16 м — скв. 25/40, 20 м — скв. 7, 40 м — скважина в пос. Рыбацкое).

Как уже указывалось, подавляющее количество разрезов мгинской толщи известно в пределах так называемого Балтийско-Беломорского пролива (Финский залив, Ладожское и Онежское озера), где эти отложения, видимо, были развиты повсеместно; однако, как показывают разрезы большого количества скважин, они сохранились лишь спорадически, так как в значительной мере уничтожены валдайским ледником.

Следует отметить, что все достоверные разрезы мгинской толщи (за исключением верхней части разреза скв. 7/48) представляют собой осадки относительно глубоководной, застойной части бассейна, чем, видимо, и объясняется своеобразный состав фауны этих разрезов (Лаврова, 1962). До сих пор не известны мелководные фации мгинского бассейна (за исключением верхней части разреза скв. 7/48), несмотря на то что диатомовый анализ фиксирует изменение глубины бассейна.

Мгинская толща имеет гранулометрический состав, который изменяется в незначительной степени как по разрезу, так и по площади.⁷ Наиболее типичны темно-серые глины с тонкими прослоями и линзами алевролита. Именно к этой части разреза и приурочены раковины моллюсков (скв. 7, глубина 61.3—77.3 м; обн. 3 и скв. 4; скважина в пос. Рыбацкое, глубина 28—40 м; скв. 25/40, глубина 38.0 м; скв. 20, глубина 69.8—79.6 м).

Для гранулометрического состава этих отложений типичен главный максимум во фракции < 0.001 мм (30—36%) и второстепенный максимум во фракции 0.1—0.01 мм (20—28%). Такой состав характерен для пород, представляющих собой переслаивание глинистых и алевроитовых слоев (типа ленточных глин). Как правило, выше по разрезу залегают глинистые алевролиты и алевролиты. Наиболее типичен в этом отношении разрез скв. 25/40. В целом можно сказать, что, за исключением скважины в пос. Рыбацкое, литологические границы не совпадают с фазами развития мгинского моря, фиксируемыми изменением состава диатомовых водорослей. Гранулометрический состав свидетельствует об отложении осадков в спокойном водоеме на значительной глубине, что подтверждается также текстурными особенностями и горизонтальной слоистостью. Нарушения слоистости в глинистых отложениях являются следами оплывин, так как смятые горизонты обычно подстилаются и перекрываются не дислоцированными отложениями.

Минералогический состав легкой фракции представлен в основном кварцем (от 30 до 69.8%) и полевыми шпатами (16.5—28.9%). Характерно присутствие гидрослюд, содержание которых увеличивается в нижней части толщи. В тяжелой фракции много сидерита, особенно в нижней части (до 76.4%), то же можно сказать и о роговой обманке, однако имеются и отклонения от этого правила. В общем в отложениях мгинской толщи

⁷ Последний, однако, не является для нее опознавательным признаком, так как осадки такого же гранулометрического состава отлагались и в другие этапы четвертичной истории (скв. 1, дер. Снетково — во время московского оледенения, скв. 21а — во время валдайского оледенения и т. д.).

определено около 30 минералов, содержащихся, однако, и в выше- и нижележащих отложениях.

Впервые в пределах данного района *континентальные* микулинские отложения были описаны Н. Н. Форшем в 1931—1932 гг. на р. Шуе у дер. Мачехи близ ст. Неболчи. Здесь под толщей морены залегают пески и глины в нижней части с прослоем торфа, с многочисленными растительными остатками и остатками рыб и жуков. В основании обнажения выходят крупнозернистые пески с галькой изверженных пород, вероятно, вымытой из нижней морены. По составу пыльцы древесных пород И. М. Покровская выделила (снизу вверх) следующие зоны, в которых: 1) преобладает береза и сосна, примесь широколиственных; 2) преобладает сосна, широколиственных больше; 3) преобладает ольха (до 53%)⁸ и береза, максимум орешника (до 19%) и широколиственных (до 9%); 4) максимум ели (до 57%); 5) максимум березы; 6) сосны несколько больше, чем березы.

В 1932 г. Н. Н. Соколовым, И. М. Покровской и А. П. Жузе был изучен разрез межледниковых отложений на р. Поломети у ст. Дворец. Здесь в обнажениях на левом берегу реки в 2 км ниже железной дороги Н. Н. Соколовым (1936) описаны две морены, различающиеся по внешнему виду, и заключенные между ними межморенные осадки, представленные флювиогляциальными и озерно-ледниковыми песками, залегающими под погребенным торфом и гиттией в виде линз с максимальной мощностью соответственно 2.8 и 1.5 м. Нижняя часть прослоя гиттии характеризуется присутствием умеренно-прохладных форм, выше встречаются теплолюбивые формы: *Brasenia purpurea* Mich., *Trapa natans* L., *Najas marina* L., бук, граб, лещина, липа, вяз, клен. Спорово-пыльцевая диаграмма, построенная И. М. Покровской, свидетельствует об отложении данной толщи в начале микулинского межледниковья (зоны М₂, М₃ и частично М₄). Среди 197 видов диатомовых, большинство из которых является обитателями пресных водоемов, А. П. Жузе (1936) отмечает теплолюбивые формы *Cymbella tumida* (Vreb.) V. N., *C. turgida* (Greg.) Cl., *Anomoloneis schaeerophora* (Kütz.) Pfitz. Диатомовые, обнаруженные в данном разрезе, в настоящее время встречаются в озерах и торфяниках Среднего и Южного Урала, Южной Швеции, на севере ГДР и ФРГ (т. е. полосы смешанных дубовых лесов). Указанные авторы высказываются в пользу рисс-вюрмского возраста межморенных отложений, С. А. Яковлев же (1956) считает их отложениями III новомежледниковья (т. е. молого-шекснинскими).

В 1958 г. И. В. Котлуковой (Котлукова, Агапова, 1960) был обнаружен разрез микулинских озерных отложений в центральной части Валдайской возвышенности у пос. Дерняки Окуловского района Новгородской области. На склоне первой надпойменной террасы р. Льяной на правом берегу описан следующий разрез.

		Мощность, м
	1. Почвенно-растительный слой	0.25
<i>igl</i> III ^{kr} _{2a}	2. Песок светло-желтый, тонкозернистый	0.75
<i>fgl</i> III ^{kr} _{2a}	3. Песок серо-желтый, разнотельный, с гравием и галькой, в нижней части слоя сильно ожелезненный	0.25
<i>gl</i> III ^{kr} _{2a}	4. Глина валунная, песчаная, коричневатая-серая, с гравием и галькой, в нижней части обогащена щебенкой известняка	0.25
<i>l</i> III <i>mk</i>	5. Глина коричневатая-черная, слабоалевритовая, уплотненная, с раковистым или скорлуповатым изломом, в верхней части слоя разрыхленная (возможно, разрушенная процессами поверхностного выветривания)	0.75
	6. Глина, аналогичная описанной в слое 5, но менее плотная, с пятнами и стяжениями вивианита диаметром до 1 см. Между слоями 5 и 6 наблюдается просачивание грунтовых вод с резким запахом сероводорода	0.45

⁸ Подсчет пыльцы производился без выноса ольхи.

	7. Глина более светлая, темно-серая, голубоватая, слабоалевритовая, пластичная, в нижней части слоя обогащена полуразложившимися обугленными растительными остатками (обломки коры, веточки, корни)	0.85
	8. Глина песчаная, серая, с коричневыми пятнами, с включениями гравия, гальки и перемытого торфа. Переход к нижележащему слою постепенный	0.10
gl II m	9. Глина валунная, серая, с коричневыми пятнами, с включением мелкой гальки и гравия, преимущественно карбонатных пород, видимая мощность до уреза воды	0.40

Межледниковые отложения прослеживаются в пределах обнажения на расстоянии 15 м и залегают в форме линзы, выклинивающейся вниз по течению реки. В отличие от диатомовой флоры, которая не была обнаружена, пыльца и споры содержались во всех образцах межморенной толщи. Для спорово-пыльцевой диаграммы характерны те же особенности, что и для опорных разрезов мгинской толщи: 1) высокий процент пыльцы широколиственных пород (до 80%) и орешника (83%) в верхнем горизонте разреза; 2) прядок появления широколиственных пород и орешника: дуб → вяз → орешник → граб; 3) порядок кульминации древесных пород: береза → сосна → ель → сосна → береза → дуб → орешник → ольха; 4) резкое отличие спектра нижних горизонтов (глубина 2.65—3.6 м) от спектра верхних горизонтов (глубина 1.65—2.65 м) как по общему составу растительности, так и по составу отдельных видов среди древесных пород и трав.

В результате анализа спорово-пыльцевых спектров можно выделить три фазы развития растительности: 1) сосново-березового редколесья с елью, ольхой и элементами ксерофитной флоры (полюнь, маревые, эфедра) (глубина 3.6—3.10 м); 2) смешанных лесов с примесью широколиственных пород (глубина 3.10—2.75 м) и 3) широколиственных лесов с орешником, с примесью березы, сосны, ольхи (глубина 2.75—1.65 м). Спорово-пыльцевая диаграмма обн. 10149 обладает всеми чертами, присущими диаграммам эталонных разрезов микулинского межледниковья, и может считаться стратотипической для данной территории.

Весьма интересны со стратиграфической и палеогеографической точки зрения два новых разреза, описанных недавно на Карельском перешейке. Оба разреза вскрыты буровыми скважинами на довольно высоких, абсолютных отметках над маломощной мореной. Наличие этих разрезов свидетельствует о том, что центральная возвышенность Карельского перешейка сложена в основном образованиями, относящимися не к валдайскому, а к более древним оледенениям и межледниковьям.

Разрез у горы Майской описан Л. Ф. Соколовой. Микулинские отложения вскрыты скв. 221 под маломощной мореной и песками, не содержащими пыльцы и спор, на высоте около 130 м (кровля) и представлены буровато-черным и черным торфом мощностью 3 м; в средней части тонкослоистым с вивианитом, с примесью песчаных и илистых частиц близ кровли и подошвы слоя. Он подстилается толщей коричневато-серых мелкозернистых однородных песков мощностью 22 м. Карпоботанический анализ торфа, выполненный в лаборатории ЛГУ Н. П. Казариновой, свидетельствует об автохтонном характере материала. Большинство видов растений, обнаруженных в ископаемом состоянии, в настоящее время произрастает в районе исследования. В нижних слоях торфа обнаружены остатки *Lycopus intermedius* Dorof. — вымершего вида, впервые описанного П. И. Дорофеевым для ресс-вюрмских отложений в Белоруссии. Кроме того, найден *Nymphaea (alba?)* — вид широко распространенный на Украине, семена которого на широте Карельского перешейка не вызревают, плодики рдеста, очень сходные с таковыми вида *Potamogeton vaginatus* Triz., обнаруженными в ископаемом состоянии в раннеплей-

стоценовых отложениях Русской равнины. В списке травянистых растений также отмечены некоторые виды, не произрастающие в настоящее время или встречающиеся исключительно редко. Спорово-пальцевая диаграмма свидетельствует о перерывах в осадконакоплении и отражает зоны M_2 (пески), M_4 и M_7, M_8 (торф). Диатомовый анализ показал наличие богатой диатомовой флоры, состоящей из 112 видов, 90% из которых являются пресноводными.

Разрез горы Майской сопоставляется с разрезом скв. 1п, пробуренной на абсолютной высоте 65 м у подножия Токсовского плато на Карельском перешейке. Под верхней мореной мощностью около 6 м здесь обнаружена тонкослоистая гумусированная супесь, содержащая пресноводные диатомовые. Так же как и в скв. 221, под супесью вскрыта мощная (19-метровая) пачка алевроитов, залегающих на морене. Хорошая сортировка (максимум приурочен к алевроитовой фракции и достигает 75%) свидетельствует о водном генезисе осадков. Выход тяжелой фракции составляет в среднем 1.5%. Среди минералов тяжелой фракции преобладают роговая обманка (23—31%) и рудные минералы (в среднем 25.8%). В значительном количестве встречены минералы группы эпидота (15%), граната (19.8%), циркона (5.8%) и лейкоксена (2.5%). В легкой фракции преобладают кварц (70.5%), полевошпат (22.9%), гидрослюда и карбонаты отсутствуют. Спорово-пыльцевой анализ свидетельствует об отложении указанных осадков во время миккулинского межледниковья (зоны $M_1—M_3, M_6$).

К числу северных разрезов относится разрез скв. 3 на Онежско-Ладожском перешейке у с. Верхне-Важинское (Геология четвертичных отложений. . . , 1967). Здесь на глубине 20 м пройдена толща разнозернистых песков с растительными остатками (древесина, шишки) и слоистых супесей и глин мощностью 16 м. Спорово-пыльцевая диаграмма этих отложений, составленная Д. А. Аграновой, свидетельствует о несомненной принадлежности этой толщи к миккулинскому горизонту. Н. И. Апухтин и П. М. Экман на основании счета моренных горизонтов относят ее к мологоспексинскому межледниковью. Сумма пыльцы широколиственных пород доходит до 17.5%, орешника — 70%, ольхи — 164%. В разрезе представлены зоны $M_1—M_5$. Особенностью данной диаграммы является отсутствие фазы липы и наличие пыльцы ели (23%) в период климатического оптимума.

В разрезе скв. 10 близ г. Подпорожья на р. Свири миккулинские отложения частично выполняют древнюю долину р. Свири и представлены 26-метровой толщей тонкозернистых серо-желтых глинистых песков и темно-серых тонких глинистых тонкослоистых алевроитов, переходящих книзу в серовато-бурые плотные глины. Эти отложения подстилаются ледниковыми и межледниковыми осадками среднечетвертичного возраста и перекрываются стадийными и межстадийными валдайскими образованиями. Палинологический анализ свидетельствует о принадлежности их ко второй половине миккулинского межледниковья.

До сих пор не опубликованы данные по разрезу скв. 120, пробуренной на правом берегу р. Куйсары близ пос. Шугозеро, в северной части Валдайской возвышенности. Здесь между двумя мощными моренами залегают толща темно-серых илистых глин с маломощным прослоем торфа, сменяющаяся вверх и вниз по разрезу тонкозернистыми песками. Общая мощность межледниковых осадков составляет около 2 м. Е. А. Черемисиновой определена богатая пресноводная диатомовая флора. К числу ружковидных форм относятся *Anomoeoneis sphaerophora* (Kütz) Pfitz, *Stauroneis acuta* W. Sm., *S. schulzii* Jeuse, *Navicula oblonga* Kütz., var. *subcapitata* Pant., *Cymbella ehrenbergii* Kütz. Все это тепловодные формы, основной ареал распространения которых в настоящее время Казахстан и Южное Зауралье. Сумма пыльцы широколиственных пород здесь до-

стигает 70%, *Corylus* — 112%, выделяются зоны М₃, М₄ и М₆, характерные для микулинского межледниковогоя.

Весьма неполными, но бесспорно микулинскими являются разрезы межморенных отложений скв. 9 — дер. Теребуново близ пос. Крестцы на Валдайской возвышенности (Вигдорчик, 1962), обнажений на р. Большой Тудер у с. Борисова и на р. Ловати у дер. Сопки близ г. Холма⁹ (Палеогеография и хронология. . . , 1965). Межледниковые осадки здесь представлены пластичными зеленовато-серыми, серыми или черными алевритами и глинами. Мощность микулинских подморенных осадков составляет от 3 до 15 м.

Весьма хорошо изучен в палеоботаническом отношении разрез на р. Граничной у дер. Королево (близ ст. Фирово). Здесь в шурфе глубиной 4.7 м под мореной вскрыты голубовато-серые песчанистые алевриты, озерный мергель и погребенный торфяник. Н. Я. Кацем (1956) в данном разрезе обнаружены термофильные виды *Dulichium spathaceum* Pers., *Brasenia purpurea* Michx., характерные для последней межледниковой эпохи. Данные И. В. Котлуковой и Э. С. Плешивцевой дополняют сведения, приводимые в работе Н. Я. Каца.

Наиболее полным микулинским разрезом на Валдайской возвышенности является разрез скв. 70 у дер. Зуево на р. Велесе (приток Западной Двины), находящийся непосредственно за границей валдайского оледенения. Здесь под зандровыми песками максимальной стадии последнего оледенения вскрыта 6-метровая толща, представленная зеленовато-серыми глинами и суглинком с органическими остатками, прослоями торфа и гиттией. Спорово-пыльцевой анализ позволяет датировать эти отложения второй половиной микулинского межледниковогоя. Верхняя часть толщи относится уже к валдайскому оледенению (начальная стадия и верхневолжский межстадиал).

Мы не останавливаемся на самых южных разрезах у деревень Ряски, Нижняя Боярщина и на р. Дриссе, так как они широко известны в литературе. Следует лишь отметить, что разрез у дер. Нижняя Боярщина В. П. Гричук (М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960) считает вторым стратотипом микулинского межледниковогоя.

Наиболее западными из известных в настоящее время разрезов континентальных микулинских осадков являются разрезы у деревень Фелицианово и Чихачево. Разрез у дер. Филицианово находится в Латвийской ССР у границы с Псковской областью близ г. Лудза на правом берегу одноименной реки. Здесь под двумя стадияльными моренами валдайского оледенения залегают:

1. Глина голубовато-серая, с редким гравием и галькой, с остатками растительности 15.9—16.5 м.
2. Торф темно-коричневый, плотный, хорошо разложившийся, с большим количеством древесины и остатков веток 16.5—16.95 м.

⁹ Обнажения по рр. Ловати, Куње, Большому Тудеру и Сереже, в том числе и в районе г. Холма, изучались И. В. Данилевским еще в 1931 г. Межморенные глины он относил также к микулинскому (рисс-вюрмскому) межледниковью. В глинах у с. Борисова были обнаружены остатки рыб *Rutilus rutilus* L., *Coregonus lavaretus* L.; семена *Scheuchzeria palustris* L., *Potamogeton pectinatus* L., *Valvata piscinalis* Muller; остатки пресноводных моллюсков: *Bithynia tentaculata* L., *Pisidium casertanum* Poli, *P. militium* Held., *Anadonta* (?), а в межледниковых глинах, обнажающихся у дер. Сопки, — остатки пресноводных моллюсков *Schaerium* (?), *Anadonta* (?). Богатая коллекция пресноводных моллюсков собрана И. В. Даниловским из межморенных (также рисс-вюрмских по его мнению) грубозернистых песков и гравия в обнажении у дер. Бушевки. Отсутствие данных спорово-пыльцевого анализа по этому разрезу и недостаточная разработанность вопроса о стратиграфической значимости пресноводных моллюсков четвертичного возраста не позволяет, однако, однозначно решить вопрос о возрасте этих отложений.

3. Алеврит серый, напоминающий пресноводную известь, с многочисленными растительными остатками и раковинами пресноводных моллюсков . . . 16.95—18.0 м.
4. Гравий серый, песчаный, с галькой и валунами, с большим количеством раковин моллюсков и растительными остатками 18.0—18.7 м.

Ниже до глубин 32.2 м идет голубовато-серая морена.

Почти все растения, остатки которых обнаружены в разрезе, встречаются на данной территории и в настоящее время. Исключение составляет лишь *Salvinia natans* (L.) All., известная на территории Латвии только в виде ископаемых макроспор в межледниковых отложениях. Количество макроспор *Salvinia* возрастает по мере улучшения климатических условий. Так, в фазе климатического оптимума обнаружено около 250 макроспор, в верхней части межледниковой толщи их количество постепенно уменьшается, зато увеличивается число макроспор *Selaginella selaginoides* L. Спорово-пыльцевая диаграмма свидетельствует о седиментации осадков в начале (зоны $M_1—M_4$) и конце (зоны M_7 и M_8) микулинского межледниковья.

В 1961 г. у дер. Пустошки к юго-востоку от пос. Чихачево на р. Сороти скв. 123 под 5.5-метровой мореной вскрыла 14-метровую толщу глинисто-песчаных пород. Спорово-пыльцевая характеристика осадков не оставляет сомнения в принадлежности их к микулинскому межледниковью (зоны $M_2—M_8$).

Приведенные выше данные по конкретным разрезам свидетельствуют о том, что континентальные отложения микулинского горизонта распространены в виде локальных линз, залегающих в различных частях данной территории под верхней (одной, реже несколькими) моренами и обнаружены на различных абсолютных отметках, как правило, значительно выше мгинской толщи. Они представлены в большинстве случаев органогенно-клас-тическими породами, имеющими небольшую мощность (от нескольких метров до 15 м). Большая часть разрезов микулинских континентальных отложений обнаружена в восточной и юго-восточной части территории.

Обобщая все вышеизложенное, можно сказать, что отложения микулинского (мгинского) горизонта распространены на северо-западе Русской равнины широко и изучены достаточно полно.

Работами советских палинологов, главным образом В. П. Гричука, установлены основные черты развития растительного покрова мигинской межледниковой эпохи. Сравнение спорово-пыльцевых диаграмм разрезов морских и континентальных осадков, находящихся иногда на довольно значительном удалении друг от друга, дает весьма сходную картину эволюции растительного покрова, что позволяет достаточно надежно коррелировать сами отложения.¹⁰ Все сказанное позволяет считать микулинские (мгинские) отложения опорным стратиграфическим горизонтом.

Валдайский горизонт

Отложения последнего оледенения, несомненно, составляют основную часть всей четвертичной толщи, поэтому упомянутые выше закономерности в распределении мощностей антропогенных осадков в значительной степени справедливы для валдайского горизонта. Вместе с тем следует

¹⁰ Интересно отметить, что данное положение признавалось и С. А. Яковлевым (1956, стр. 22), однако ни им, ни его последователями оно не использовалось при стратиграфических построениях.

учесть, что в связи с неполнотой наших знаний некоторая часть отложений, относимых в настоящее время к этому горизонту, может иметь более древний возраст. Весьма показателен в этом отношении пример с центральной частью Карельского перешейка, представляющей собой ледораздельную возвышенность, где недавняя находка микулинских отложений на абсолютной отметке около 110 м свидетельствует о том, что основная часть возвышенности сложена довалдайскими осадками.

Отложения валдайского горизонта распространены почти повсеместно, залегают с поверхности и лишь на небольших участках перекрыты более молодыми, голоценовыми осадками. Как правило, они лежат непосредственно на дочетвертичных породах и лишь в отдельных случаях — на более древних четвертичных образованиях, заполняющих обычно древние долины и котловины, значительно реже сохранившихся на водораздельных пространствах. Изучение новых межстадиальных разрезов, успехи спорово-пыльцевого анализа, получение ряда датировок по C^{14} , а также геоморфологические наблюдения последних лет привели к некоторым изменениям и уточнениям стратиграфической схемы валдайского горизонта по сравнению со схемой, опубликованной в 1962 г. (Вигдорчик и др., 1962).

Колебания края ледника ранга стадия (фаза)—межстадиал (межфазиал) приняты в качестве критерия для выделения мелких стратиграфических единиц (слоев). Однако далеко не во всех случаях удается расчленить валдайский горизонт. Так, в древних долинах значительные по мощности толщи ледникового и водно-ледникового генезиса могут быть датированы лишь как валдайские нерасчлененные отложения, и то нередко со знаком вопроса (рис. 9). Сказанное справедливо в известной мере и для «срединных массивов».

В общем случае, поскольку в течение каждого межстадиала (межфазиала) начала или конца валдайского оледенения территория полностью не освобождалась ото льда, в северной ее части может быть выделен лишь один комплекс ледниковых осадков, соответствующий сумме стадиальных и межстадиальных отложений более южных районов.

К числу случаев, когда валдайский горизонт не поддается более подробному расчленению, следует отнести и наличие водных отложений, содержащих пыльцу и споры, свидетельствующие лишь о принадлежности отложений к верхнему плейстоцену и исключающие их межледниковый возраст. Так, в разрезе скв. 9 у дер. Бандино (Спиридонова, Малаховский, 1965) непосредственно выше лихвинских отложений залегают 20-метровая толща песков, перекрытых мореной. По сравнению со спектрами лихвинских осадков пыльца широколиственных пород не превышает 2—3%, среди травянистых заметно возрастает содержание *Gramineae*, обнаружены споры *Botrychium boreale* (Fr.) Milds, часто встречаются разнообразные формы *Hepaticae*, составляющие до 20%. Пыльца в этих отложениях имеет часто плохую сохранность, экзоты среднечетвертичной флоры отсутствуют. К числу подобных разрезов, видимо, должен быть отнесен и межстадиальный разрез на р. Кунье у дер. Спас-Прилуки (Палеогеография и хронология. . ., 1965), спорово-пыльцевая характеристика которого является весьма нечеткой, а абсолютный возраст составляет более 2900 лет. Сюда же относятся отложения с переотложенными спектрами, межосцилляторные отложения и т. д.

Курголовские ($III_{\text{вд}}^{\text{kg}}$), *верхневолжские* ($III_{\text{вд}}^{\text{vg}}$) и *тосненские* ($III_{\text{вд}}^{\text{ts}}$) слои. Указанные отложения представляют собой образованные периодом начального наступания валдайского ледника. Выделение курголовских и верхневолжских слоев основано на том же принципе, что и слоев финальной стадии и каспийского межстадиала московского горизонта. Для обозначения первой межстадиальной эпохи, последовав-

шей за микулинским межледниковьем, А. И. Москвитин (1950) предложил название «верхневолжский межстадиал».¹¹

Э. Ю. Саммет предложил назвать начальную стадию валдайского оледенения скандинавской, а позже курголовской. По данным этого исследователя (Геология четвертичных отложений. . . , 1967), в разрезе упоминавшейся выше скв. 20 на Курголовском полуострове слои, относимые к курголовской стадии, залегают на глубине 69.7—66.5 м и представлены глинистыми алевритами, зеленовато-серыми, плотными, слюдястыми, с редким мелким гравием и редкими включениями вивианита. В спорово-пыльцевых комплексах образцов с глубины 69.7—66.5 м пыльца древесных составляет 55—75%, доминирует пыльца берез (до 70%) при участии пыльцы сосны (22—30%) и ели (5—13%). Количество пыльцы ольхи и орешника относительно невелико (менее 30%) по отношению к лесообразующим породам. Повсеместно присутствует незначительное количество пыльцы широколиственных пород, по-видимому переотложенной. Среди травянистых растений наблюдается абсолютное преобладание осоковых (60—80%).

Значительного развития достигают пресноводные виды диатомовых (до 46%), в частности *Stephanodiscus astreae* (Ehr.) Grun., *Melosira islandica* O. Müll., при одновременном уменьшении пресноводно-солонowodных форм. Экологический комплекс указывает на обмеление и зарастание бассейна, а также на понижение температуры воды.

Залегающие выше отложения Э. Ю. Саммет относит к верхневолжскому межстадиалу. Они представлены алевритами, аналогичными описанным в интервале 69.7—66.6 м, только без битуминозного запаха и с несколько большим количеством мелкообломочного материала. Минералогический состав отложений по сравнению с нижележащими породами мгинской толщи не испытывает резких изменений, за исключением увеличения содержания циркона и граната, свидетельствующих о начале нового цикла осадконакопления, связанного с общим наступлением валдайского ледника. На спорово-пыльцевой диаграмме видно, что количество пыльцы древесных пород несколько увеличивается, а трав падает. Среди древесной растительности господствующей становится ель, пыльца которой дает резко выраженный максимум (55%) на глубине 65.8 м, при содержании пыльцы сосны и березы от 15 до 30%. Широколиственные породы, ольха и орешник практически отсутствуют. Среди трав по-прежнему господствуют осоковые, среди спор встречены *Selaginella selaginoides* L. Выше по разрезу вновь наблюдается возрастание пыльцы трав и уменьшение содержания пыльцы ели, что свидетельствует о новом ухудшении климатических условий.

Комплекс диатомовых водорослей резко отличается от нижележащих своей бедностью, найдено 12 единичных видов, среди них лишь три морских. Видовой состав диатомовых указывает на относительно холоднолюбивый состав флоры.

Отложения курголовской стадии и верхневолжского межстадиала имеют значительную мощность в разрезе скв. 7, у бывш. дер. Синявино (рис. 13), где они вскрыты в интервале глубин от 22 до 55 м и представлены тонкозернистыми песками серого и желтовато-серого цвета, хорошо отсортированными, пылеватыми, слюдястыми, с гнездами темно-коричневой глины, на глубине 24—24.7 м с органикой; на глубине 39.55 м песок сменяется супесью буровато-серой, плотной, слюдястой, пылевой, с гори-

¹¹ При этом А. И. Москвитин относил этот межстадиал к калининскому оледенению и стратотипом для него считает обнажение на р. Большая Коша. В. П. Гричук (Grichuk, 1964) датирует этот разрез лихвинским межледниковьем, а межстадиал относит к днепровской ледниковой эпохе.

зонтальной слоистостью, мощностью 3.65 м, а затем вновь песком, описанным выше. В интервале глубин 45.6—53.2 м описан зеленовато-серый суглинок, плотный, с нечеткой слоистостью, с тонкими прослойками светло-серого тонкозернистого песка мощностью 0.3—0.5 см. В нижней части суглинок имеет более темную окраску за счет органики. На глубине 47.6 м встречен вивианит. Ниже, до глубины 58 м, суглинок постепенно переходит в плотную глину со слабо выраженной слоистостью. Нижняя часть этого слоя, по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, относится уже к миккулинской свите.

Литологический состав глин курголовской стадии в общем аналогичен таковому мгинской толщи. Отличительной особенностью минералогического состава является некоторое уменьшение количества кварца (35—40%) и увеличение карбонатности отложений до 75% в легкой фракции, уменьшение количества рудных минералов (35—60%), увеличение рутила (до 5%) и лейкоксена (до 8%). Вышележащие пески и супеси характеризуются повышенным содержанием тяжелой фракции, достигающей 0.5—2.5%, постепенным увеличением вверх по разрезу количества кварца (от 40 до 75%), значительным содержанием карбонатов (45—70%).

Согласно заключению В. П. Гричука, большая часть толщи (глубина 28—55 м) должна быть отнесена к начальной (курголовской, по Э. Ю. Саммету) стадии эпохи валдайского оледенения, что подтверждается значительным содержанием пыльцы кустарниковых берез (*Betula humilis* Schrank, *B. nana* L.), закономерно изменяющихся по разрезу, присутствием таких тундровых видов, как *Lycopodium pungens* La Pyl. и *Equisetum scirpoides* Michx., а также общим характером спектров. В этой толще постоянно отмечается пыльца широколиственных пород; однако можно с полным основанием считать, что все пыльцевые зерна этих пород находятся здесь во вторичном залегании. В интервале глубин 23.8—28.8 м отчетливо выделяется песчаная толща с флорой межстадиального характера. Выше осадков верхневолжского межстадиала в перекрывающих горизонтах песков обнаружена флора перигляциального характера. На глубине 27 м определены морские формы: *Thalassiosira antiqua* Grun. (единично), *Th. gravida* Cl. (редко), *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. (обломки), *C. perforatus* Ehr. (редко), *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs. (единично), *Chaetoceros seirocanthus* Grun. (обломки), *Ch. subsecundus* (Grun.) Cl. (единично), *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz. (единично), *Grammatophora* sp. (вставочные ободки с септами; единично), *Fragilaria virescens* var. *oblongella* f. *clavata* V. H. (единично), *Thalassionema nitzschoides* Grun. (единично), *Nitzschia granulata* Grun. (единично), *Silicoflagellatae*: *Ebria tripartita* (Schumin.) Lemm (единично), *Distephanus speculum* (Ehr.) Haeckel (единично), а также солоноватоводно-морские и эвригалинные: *Coscinodiscus lasustris* var. *septentrionalis* Grun. (редко), *Cocconeis scutellum* Ehr. (единично).

Отложения курголовской стадии, представленные плотным суглинком серым с зеленоватым оттенком, мощностью 12 м встречены в скв. 25/40 в пос. Красносельское на Карельском перешейке. Диатомовые водоросли в подавляющем большинстве морские. В скв. 27а (Юкковская возвышенность) курголовские слои представлены почти 20-метровой толщей песков и супесей, залегающих на осадках мгинской толщи. В отличие от последней диатомовые в ней почти отсутствуют.

Отложения курголовской стадии и верхневолжского межстадиала обнаружены в ряде разрезов континентальных осадков, главным образом на юго-востоке и юге района: разрезы у ст. Неболучи, у дер. Зуево на р. Велесе, притоке Западной Двины, на р. Каспле у дер. Нижняя Боярщина. В спорово-пыльцевых диаграммах некоторых менее полных разрезов выше зоны M_8 обращают на себя внимание следы похолодания, видимо,

связанные с наступанием начальной фазы валдайского ледниковья (скв. 10 близ г. Подпорожья, скважина близ пос. Фелипианово в Латвии).

В разрезе скв. 70 у дер. Зуево на р. Велесе отложения начальных этапов валдайского ледниковья общей мощностью 4.5 м представлены 1.5-метровым прослоем голубовато-серых алевроитов и глин, переходящих книзу в песчанистую гиттию плотную, серовато-зеленого цвета, с прослоем погребенного торфа. Нижняя часть ее, по данным спорово-пыльцевого анализа, относится к микулинскому межледниковью (диаграмма V). Осадки верхневожского межстадиала перекрываются задрами бологовской стадии. На спорово-пыльцевой диаграмме хорошо выражен максимум ели (до 35%).

В обнажении на р. Каспле у дер. Нижняя Боярщина под мореной вскрыты коричневые ленточные глины и тонкозернистые пески; последние на контакте с микулинской свитой содержат валуны и гальку кристаллических пород. Общая мощность отложений достигает 3 м. Для спорово-пыльцевой характеристики этой части разреза, так же как и для разреза скв. 70, характерно преобладание среди древесной пыльцы пыльцы берез (М. П. Гричук, В. П. Гричук, 1960). В отложениях верхневожского межстадиала количество пыльцы ели доходит до 18%, сосны до 22% (Чеботарева, 1954).

Менее обоснованным является выделение этих слоев в разрезах скв. 509 (г. Валдай), скв. 21 (пос. Општа), поскольку нижележащая микулинская толща представлена лишь зоной M_8 , не являющейся индикаторной для спорово-пыльцевых диаграмм последнего межледниковья.

В скв. 21 (пос. Општа), по данным М. Е. Вигдорчика, вскрыта мощная толща подморенных осадков, выполняющих древнюю долину. Она представлена здесь литологически однородными коричневато-серыми и темно-серыми с зеленоватым оттенком глинами, слабо известковистыми, с включением гравия, гальки и валунов кварцитов и диабазов, составляющих до 5%.

Глины залегают на породах девона и имеют мощность 57.5 м. Согласно данным спорово-пыльцевого анализа, лишь нижние 1.2 м можно с определенной степенью условности считать за самую верхнюю часть мгинской толщи.

Споры и пыльца, обнаруженные в толще глин, характеризуются плохой сохранностью. В процессе накопления осадков имело место переотложение микрофоссилий, о чем говорит скачкообразный ход кривых и появление пыльцы широколиственных пород и орешника, не согласующееся с характером изменения спорово-пыльцевых спектров. Однако в общем ходе кривых можно наметить некоторую последовательность: в самой нижней части разреза (глубина 93.5—92.5 м) господствует пыльца сосны (зона M_8), которая затем уступает ведущую роль березе, последняя преобладает затем почти по всему разрезу. Ее содержание уменьшается лишь на глубине 46—52 м, где вновь возрастает процентное содержание сосны (до 30%) и ели (20—25%) и наблюдается уменьшение пыльцы *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. Верхнюю часть толщи (глубина 36.3—62.0 м) М. Е. Вигдорчик относит к верхневожскому межстадиалу, среднюю (62—92.5 м) — к курголовской стадии.

Неоднократные колебания количества и состава диатомовой флоры от преимущественно пресноводного к эстуарно-морскому, морскому и обратно свидетельствуют о колебаниях береговой линии, а возможно, и о переотложении. Однако интересно отметить увеличение содержания морских диатомовых на глубине 43—57 м, т. е. там, где выделяются интерстадиальные отложения верхневожского времени.

Отложения межстадиала, названного нами тосненским, обнаружены близ устья р. Тосны в 30 км к юго-востоку от Ленинграда, в районе Ивановских порогов. Местность здесь представляет собой плоскую равнину с абсолютными высотами 9—14 м, слегка наклоненную в сторону

р. Невы, сложенную с поверхности позднеледниковыми ленточными глинами, реже мореной. На левом берегу Невы, у впадения р. Святки, Ленинградским трестом строительных изысканий в 1964—1966 гг. был пробурен ряд скважин, вскрывших межморенную толщу песков, супесей и глин с прослойками торфа и включениями органики. Мощность этих осадков, залегающих в интервале абсолютных отметок от 0 до 6—8 м, составляет 4—6 м; толщина прослоев торфа колеблется от нескольких сантиметров до 0.7 м.

Наиболее полное представление о строении и палинологической характеристике межморенных образований дает разрез скв. 8, описание которого приводится ниже.

	1. Насыпной грунт	0.0—1.5 м.
<i>gl</i> III <i>vd</i>	2. Суглинок песчанистый, темно-серый плотный, с гравием и галькой изверженных пород	1.5—2.6 м.
<i>lgl</i> III <i>vd</i>	3. Переслаивание алевроита светло-бурого и супеси пылеватой, слюдястой	2.6—3.8 м.
<i>al</i> III <i>ts</i> <i>vd</i>	4. Супесь тонкая, темно-серая, слюдястая, с прослойками коричневого торфа толщиной 1.5—2 см	3.8— 4.3 м.
	5. Песок мелкозернистый, серовато-бурый, слегка глинистый, на глубине 4.3—4.5 м с прослойками торфа толщиной 1—2 мм	4.3— 8.1 м.
	6. Супесь тонкая, темно-серая, местами черная, обогащенная органическим веществом	8.1— 9.2 м.
<i>lgl</i> III <i>vd</i> (?)	7. Суглинок слабопесчанистый, серовато-бурый, плотный, с неясной ленточной слоистостью	9.2— 9.7 м.
<i>l</i> III <i>vd</i> ₃	8. Глина тонкая, пластичная, буровато-коричневая, с прослоями и гнездами тонкозернистого отмытого песка толщиной 2—3 мм, с точечными включениями органического вещества	9.7—11.0 м.
<i>gl</i> III <i>vd</i>	9. Глина песчанистая, коричневатобурая, плотная, с гравием, галькой и валунами изверженных пород; вблизи нижнего контакта приобретает голубоватый оттенок, обогащена материалом подстилающих кембрийских глин	11.0—13.9 м.

Ниже залегают кембрийская глина зеленовато-голубого цвета.

Все описанные выше слои анализировались на содержание в них пыльца и спор (диаграмма VI). Спорово-пыльцевые спектры межморенной толщи по степени сохранности микрофоссилий и составу компонентов четко подразделяются на две группы.

На глубине 3.8—9.2 м пыльца и споры содержатся в большом количестве и имеют прекрасную сохранность. В этом интервале наблюдаются последовательные и закономерные изменения спектров от образца к образцу. До глубины 5 м в общем составе господствует пыльца древесных пород. Выше возрастает роль травянистых растений. Среди древесных пород на глубине 9.2 м доминирует ель, которая вверх по разрезу сменяется сосной, а затем (в интервале глубин 6—8 м) ольхой. Одновременно увеличивается содержание пыльца широколиственных пород — дуба, вяза, липы, граба (до 7%) и орешника (до 21%). С глубины 6 м значение широколиственных пород уменьшается, снова доминирует сосна, затем ель (до 38%), а начиная с 5 м и березы, среди которых значительное участие принимают кустарниковая и кустарничковая формы. В составе трав велика роль осок, злаков, из разнотравья гвоздичных, сложноцветных. В интервале 6.0—6.4 м встречается пыльца водных и прибрежноводных растений — *Nymphaea* sp., *Sparganium* sp., *Myriophyllum* sp. Из споровых в нижней части описываемой толщи попеременно господствуют зеленые и сфагновые мхи, иногда папоротники. Выше 6 м заметно возрастает участие зеленых мхов, появляется *Selaginella selaginoides* L. Интересно отметить присутствие спор *Osmunda cinnamomea* L. в спектрах с ольхой и широколиственными породами.

Таким образом, в межморенных отложениях на глубине 3.8—9.0 м, выделяются следующие спорово-пыльцевые зоны (сверху вниз):

- Ts₅ — зона берез (*Betula humilis* и *B. nana*) с элементами перигляциальной флоры. Много трав, преобладают злаки и осоки, значительно участие полевой.
- Ts₄ — зона ели и сосны. Среди берез преобладает *Betula sec. Albae*.
- Ts₃ — зона ольхи и широколиственных пород. Из берез присутствует только *Betula sec. Albae*. Много ели. Встречаются споры *Osmunda cinnamomea*.
- Ts₂ — зона сосны и ели.

Зона, отвечающая началу межстадиала (Ts₁), в данном разрезе отсутствует. Видимо, ее палинологические спектры должны быть близки спектрам конца межстадиала (зона Ts₅).

В. П. Денисенковым определялся ботанический состав торфянистых прослоев с глубины 3.8—4.3 м. Это гипновый эвтрофный торф, образованный в основном мхами *Drepanocladus* sp. и *Scorpidium* sp. Единично отмечены *Menyanthes trifoliata* L., а также неопределимые остатки травянистых растений.

Вторая группа спорово-пыльцевых спектров наблюдается на глубине 9.7—11.5 м. Здесь наряду с объемной пылью нередко отмечаются формы плохой сохранности. Пыльца древесных пород господствует: в интервале 11—11.5 м преобладают хвойные (ель и сосна), береза и ольха содержатся в меньшем количестве. Пыльцы трав немного (10—15%), постоянно доминируют полевые. Выше глубины 11.0 м меняется количественное соотношение древесных пород: значительно увеличивается содержание березы при почти полном исчезновении ели; появляется *Betula nana*. Видовой состав трав почти тот же, однако участие их в спектрах заметно возрастает.

Вторая группа спектров отделена от первой интервалом (9.0—9.7 м), где пыльца и споры практически отсутствуют.

Абсолютный возраст торфа с глубины 3.8—4.3 м, определенный Х. А. Арслановым в лаборатории ГЭНИИ Ленинградского университета, — > 45 000 лет (ЛУ-5).

Довольно полный разрез межморенных отложений вскрыт также скв. 12, расположенной на расстоянии нескольких десятков метров от скв. 8. Здесь на нижней морене на глубине 9.2 м залегает тонкая пластичная глина с органикой, мощностью 0.5 м, спорово-пыльцевые спектры которой аналогичны спектрам глинистых осадков с глубины 9.7—11.0 м в разрезе скв. 8.

Выше с разрывом ложатся тонкозернистые и алевроитовые пески общей мощностью 3—5 м с прослоями торфа, толщина одного из них составляет 0.7 м. Эта часть разреза по палинологическим данным также хорошо соприкасается с верхней частью межморенной толщи в скв. 8. Здесь сохранились отложения первой половины межстадиала до климатического оптимума (зона Ts₂ и начало Ts₃), а также конца его (зона Ts₅). Следует отметить, что в разрезе этой скважины торфянистые прослои впервые наблюдаются в осадках оптимальной фазы; обычно на северо-западе процессы торфообразования связаны с арктическими и субарктическими условиями межстадиальных ритмов.

Пески перекрыты озерно-ледниковыми глинами и мореной мощностью около 5 м, спорово-пыльцевые спектры которых, как и в скв. 8 (диаграмма VI), говорят о значительном переотложении материала из нижележащей толщи.

В остальных скважинах, пробуренных на этом участке, представлена та или иная часть разреза указанных отложений. В некоторых из них

(20, 23) песчано-алевритовые образования подстилаются грубозернистыми, плохо сортированными песками с угловатым гравием и галькой изверженных пород. Мощность их, как и характер нижележащих осадков, неизвестны, поскольку скважины остановлены в этом слое.

Таким образом, толща межморенных осадков, скрытых вблизи устья р. Тосны, имеет двухъярусное строение. Верхняя ее часть сложена отложениями тосненского межстадиала — песками, алевритами и супесями с прослоями торфа, представляющими собой пойменную и старичную фации древнего аллювия; русловой фацией последнего, возможно, является песчано-гравийный материал, подстилающий местами тонкие осадки. Судя по характеру спорово-пыльцевых спектров, климатический оптимум этого интервала был не выше, чем оптимум голоцена.

Нижняя часть межморенной толщи имеет, видимо, озерное происхождение и представлена пластичными гумусированными глинами, аккумуляция которых шла на фоне сурового климата конца межстадиального периода. Наступившие затем собственно приледниковые стадияльные условия нашли отражение в прослое ленточного суглинка, разделяющего песчано-алевритовые и глинистые отложения.

В пределах Приневской впадины и вдоль побережья Финского залива известны отложения, которые по условиям залегания и палинологической характеристике могут быть сопоставлены с тосненскими слоями. К ним относятся подморенные тонкие пески и алевриты скв. 11 (пос. Новоселки, к северу от Ленинграда), а также мелкозернистые пески, заполняющие древний эрозионный врез в долине р. Ермиловки (скв. 208, дер. Ермилово, к западу от г. Приморска). Указанные осадки имеют мощность 10—20 м; абсолютные отметки их кровли изменяются от 0 до 10—12 м. На спорово-пыльцевых диаграммах всех перечисленных разрезов отражена лишь небольшая часть теплого ритма, чаще всего зоны T_{s_4} , T_{s_5} . При этом в палинологических спектрах отложений скв. 208 среди древесных преобладает пыльца ели, тогда как в спектрах скв. 11 значительно больше сосны. В скв. 208 на глубине 17—21 м наблюдаются слои с преобладанием пыльцы берез и элементами перигляциальной флоры, которые, видимо, отвечают зоне T_{s_1} .

По данным абсолютного возраста и спорово-пыльцевого анализа, тосненские слои могут быть сопоставлены с осадками, вскрытыми шурфом 3 у дер. Карукюла-Кесккула в юго-западной Эстонии к югу от г. Килинти-Нымме. Детальное описание этого разреза и его спорово-пыльцевая характеристика приведены в статье К. К. Орвику и Р. О. Пиррус (1965). Согласно описанию указанных авторов, местность представляет собой слегка друмлинизированную равнину с абсолютными отметками около 60 м. Межстадиальные отложения имеют характер линзы протяженностью 150—200 м. В одном из шурфов в них наблюдались криотурбационные нарушения.

Спорово-пыльцевая диаграмма свидетельствует о законченном цикле развития растительности. Во время оптимума климатические условия приближались к межледниковым. Однако данная диаграмма отличается от диаграммы микулинского и более древних межледниковий.

При сравнении диаграмм тосненских и караюльских разрезов бросается в глаза их значительное сходство, которое проявляется не только в общем характере изменения спорово-пыльцевых спектров, но также и в порядке кульминации отдельных древесных пород и их процентном содержании. Отличие составляет лишь меньшее содержание липы в разрезе г. Ленинграда. Что касается зарубежных разрезов, то наиболее близкую палинологическую характеристику имеет один из ранних межстадиалов вюрмской ледниковой эпохи, а именно брерупский межстадиал, изученный в Нидерландах и Дании.

В пользу такой корреляции говорят и радиоуглеродные датировки. Так, для разреза Каракюля Д. М. Пуннинг, Э. Ильвес и А. Лийва (1966) приводят следующую серию датировок: древесина 33 450 ± 800 лет (ТА-99), древесина 48 100 ± 1700 лет (ТА-100), торф 48 100 ± 1650 лет (ТА-101), сапропелит ≥ 4500 лет (ТА-106). Недавно в радиоуглеродной лаборатории Ленинградского университета Х. А. Арслановым по образцу древесины, представленному И. И. Красновым, была получена датировка > 52 780 лет (ЛУ-44).

Палинологические характеристики как верхневолжских, так и тосненских слоев свидетельствуют о различных законченных циклах развития климата. Поскольку верхневолжский межстадиал непосредственно следует за миккулинским межледниковьем, тосненские слои, видимо, залегают стратиграфически выше. О характере похолодания (или похолоданий) между этими интервалами можно сказать лишь то, что верхняя часть спорово-пыльцевых диаграмм верхневолжского межстадиала и нижняя часть тосненского теплого интервала свидетельствуют о климате, переходном от субарктического к арктическому.

Во время максимального продвижения льдов валдайского оледенения возникли краевые образования двух стадий: бологовской и едровской.

Бологовские слои (III^{bl}_{vd}). На поверхности эти отложения распространены лишь в самой восточной части описываемой территории в районе ст. Пестово, к северу и северо-западу от оз. Меглино, где развита донная абрадированная морена, размытые краевые образования и отложения талых ледниковых вод бологовского времени. Мощность бологовской морены в краевой зоне достигает 50—60 м. Последняя, как правило, залегает на коренных породах.

Гранулометрический и минеральный состав бологовской морены краевой зоны изучен в пяти пунктах: вблизи ст. Бологое, к юго-востоку от нее (у деревень Городка и Лопатки, у пос. Куженкино) и вблизи ст. Фирово, на р. Граничной, т. е. у юго-восточной границы данной территории.

В отличие от основных морен, вскрытых в окрестностях пос. Крестцы скважинами 9 и 55 (Вигдорчик, 1962), гранулометрический состав морен краевой зоны непостоянен. Главный максимум в ряде образцов приурочен к фракции 0.1—0.01 мм, колеблется в широких пределах от 0.6 до 48.9%.

Минеральный состав морен, распространенных в краевой зоне, отличается от состава основных морен, вскрытых скважинами под более молодыми отложениями, незначительно. В легкой фракции карбонаты составляют 19.0%. Содержание тяжелой фракции достигает 1.3%. Амфиболы составляют 18.1%, лейкоксен — 5.3% и сфен — 1.0%.

В пределах остальной территории, там, где бологовские отложения залегают на глубине нескольких десятков метров, в разрезе отдельных скважин они достоверно выделяются лишь в том случае, если расположены между охарактеризованными палинологически верхневолжскими или миккулинскими и березайскими отложениями, например в скв. 509 у дер. Крестовой, близ г. Валдая, и в скв. 55 у хутора Эдази, близ пос. Крестцы (Вигдорчик, 1962).

Кроме указанных районов, погребенная бологовская морена обнаружена на Бежаницкой возвышенности (скв. 31). Б. Н. Можяев (Шульц и др., 1963) выделяет в основании Судомской возвышенности нижний горизонт морены валдайского оледенения, сопоставляя его с ледниковыми отложениями бологовской стадии. Мощность этой толщи, по данным бурения (скважины 1, 3), достигает 60—70 м и отличается от перекрывающих ее более молодых отложений преобладанием среди грубообломочного материала обломков местных осадочных палеозойских пород субстрата четвертичной толщи.

Гранулометрический состав бологовских флювиогляциальных отложений исследовался лишь на р. Граничной близ ст. Фирово (два образца). Здесь они залегают в ложбине стока, окаймляющей краевую зону этой стадии, на микулинских межледниковых осадках и представлены крупнозернистыми песками с содержанием частиц крупнее 5 мм от 5.0 до 41.0%, от морен они отличаются более высоким выходом тяжелой фракции (до 1.38%), повышенным содержанием граната (14%) и отсутствием сидерита, фосфатов и барита.

Озерно-ледниковые отложения бологовской стадии слагают в краевой зоне небольшой по площади участок камов, к северо-западу от ст. Пестово, на правом берегу р. Мологи. Они представлены тонкозернистыми песками и ленточными глинами. Кроме того, бологовские озерно-ледниковые отложения местами подстилают березайские интерстадиальные образования, что установлено по буровым данным. Вскрытая мощность их колеблется от 5—6 до 10—12 м.

Березайские слои (III_{vd}^{br}). Водные отложения между моренами бологовской и едровской стадий Н. Н. Соколов отмечал в бассейне р. Березайки. Дальнейшими исследованиями установлено, что осадки озерного и озерно-аллювиального генезиса, разделяющие бологовские и едровские образования, местами встречаются и в других районах Северо-Запада. Они представлены алевритами, глинами и иными песчано-глинистыми озерными и озерно-аллювиальными осадками; приурочены преимущественно к понижениям подстилающего рельефа, залегают на различных гипсометрических уровнях и обладают мощностью от нескольких до десятков метров. В пределах описываемой площади они, как правило, перекрыты мореной. Восточнее, в Молого-Шекснинской низине, встречаются на поверхности или под более молодыми водными или под озерно-ледниковыми отложениями. Литологический состав их изучался лишь в единичных образцах.

Таблица 6

Корреляция опорных разрезов березайских слоев,
по данным палинологического анализа

Палинологические слои	Бассейн р. Мсты, скв. 55	Бассейн р. Поло- мети, скв. 509	Бассейн р. Ше- лонн, скв. 1	Бассейн р. Ловати, скв. 31
br_3 — берез с элементами тундровой флоры.				
br_2 — сосны.				
br_1 — берез с элементами тундровой флоры.				

Примечание. Скв. 55, хутор Элази (Вигдорчик, 1962); скв. 509 (1961, 1967 гг.), дер. Крестовая, в 12 км к юго-западу от г. Валдая, материалы Э. В. Апсита, Д. Б. Малаховского, Т. А. Казарцевой и др.; скв. 1, дер. Леоново (Шульд и др., 1963); скв. 31, дер. Прорытица, в 25 км к западу от г. Великие Луки (Малаховский, 1967).

Одним из разрезов березайского интерстадиала, охарактеризованных палинологически (табл. 6), является разрез скв. 55, пробуренной в районе пос. Крестцы, у хутора Эдази (Вигдорчик, 1962), на западном склоне Валдайской возвышенности. Березайские озерно-аллювиальные отложения залегают в древней долине на глубине 48.46—43.30 м под более молодыми валдайскими образованиями и представлены песками мелкозернистыми, отмытыми, отсортированными, с хорошо окатанными и умеренно окатанными зернами, с включением гравия кристаллических пород.

На Валдайской возвышенности у дер. Крестовой (в 9 км к юго-западу от оз. Валдайского, в бассейне р. Поломети) в разрезе скв. 509 березайские озерные супеси пройдены на глубине 94.55—89.35 м также в древней долине. Здесь они отделены от верхневолжских водных отложений мореной бологовской стадии и перекрыты моренами едровской, вепсовской и крестецкой стадий, а также межморенными водными отложениями соминского и мстинского интерстадиалов. На Судомской возвышенности Б. Н. Можавым (Шульц и др., 1963) березайские отложения выделяются в скв. 1 (дер. Леоново). Березайские слои представлены здесь озерно-аллювиальными образованиями. Это пески тонкозернистые, хорошо отсортированные, красновато-коричневые, а также коричневатые-серые, глинистые алевриты и разнозернистые пески с включениями гравия и гальки. Эти отложения залегают на глубине 120—93.8 м, подстилаются мореной и перекрываются толщей переслаивания морен, разделенных интерстадиальными осадками. По спорово-пыльцевым данным, в скв. 1 присутствуют слои br_2 и br_3 , соответствующие оптимуму и концу этого интерстадиала.

Самый южный для рассматриваемой территории разрез березайского интерстадиала вскрыт в скв. 31 на Бежаницкой возвышенности у дер. Прорытицы. Здесь березайские слои представлены озерными отложениями. Это песчаные глины, плотные, слоистые, обогащенные органикой, с прослойками и гнездами голубовато-серого тонкозернистого песка. С ниже и вышележащими озерно-ледниковыми и ледниковыми отложениями они связаны постепенными переходами, свидетельствующими о непрерывности формирования осадков. Глины залегают на большой глубине (104.5—101.5 м). Гранулометрический состав образца с глубины 102.7 м характерен для осадков озерного типа. Содержание фракции 0.1—0.01 мм составляет в нем 42%, а фракции < 0.001 — 34%. В минералогическом составе легкой фракции количество кварца составляет 70%, полевого шпата — 25%. Для тяжелой фракции характерно преобладание рудных (55%), содержание циркона достигает 10%, столько же приходится на эпидот и цоизит.

Результаты палинологического анализа березайских слоев в скв. 31 особенно интересны в том отношении, что помимо спектров лесного типа, характерных для собственно интерстадиальных осадков, в низах и верхах озерных образований спорово-пыльцевые спектры отражают существование приледниковых условий. Иначе говоря, здесь отражен полный климатический ритм: слои br_1 , br_2 , br_3 . Лесные типы спорово-пыльцевых спектров характерны для осадков этого интерстадиала лишь сравнительно южных районов Валдайской ледниковой области (диаграмма VII). В скв. 31 в нижних и верхних частях разреза этой озерной толщи (слои br_1 и br_3) преобладает пыльца берез, ольхи и ольховника, значительна доля участия элементов тундровой флоры. В средней части (слой br_2) увеличивается содержание пыльцы сосны и ели до 30%, а количество перигляциальных элементов несколько уменьшается. Шире представлено мезофильное разнотравье, злаки, осоки. Возрастает значение спор *Sphagnum* и *Polypodiaceae*. Значительно участие пыльцы и спор гидрофильной и особенно гигрофильной флоры. В последнем заключается своеобразие спорово-пыльцевой характеристики бере-

зайских слоев. Однако следует отметить, что в отложениях березайского интерстадиала велико участие переотложенной пылицы как «холодных», так и «теплых» элементов флоры. Это и понятно, так как лишь один горизонт морены, и то лишь в границах максимального распространения валдайских ледников, отделяет отложения березайского интерстадиала от микулинских и древневалдайских водных осадков. В районах, более близких к центру оледенения, например на Онежско-Ладожском и Карельском перешейках, а также в Прионежье, березайские слои пока не обнаружены.

Едровские слои (III^{ед}_{на}). Краевые образования едровской стадии валдайского оледенения были впервые выявлены и описаны Н. Н. Соколовым в 1940 г. близ ст. Едрово к юго-востоку от г. Валдая. В дальнейшем при проведении геологического картирования эти отложения были изучены в восточной, юго-восточной и южной частях рассматриваемой территории, где они распространены на поверхности. Кроме того, едровская морена была вскрыта в ряде пунктов (от Валдайской возвышенности до юго-западного Прионежья) буровыми скважинами под более молодыми отложениями.

Участки моренной равнины, холмисто-моренного рельефа, камы и озерно-ледниковые равнины, сложенные едровскими отложениями, выступают среди обширной полосы флювиогляциальных песков к востоку от оз. Усмынь, озер Велинского и Жижицкого, в районе оз. Селигер, к юго-востоку и северо-востоку от оз. Меглино, в районе верховьев р. Кабожи, на водоразделах рр. Кабожа, Песь, Ратца, в верховьях рр. Соминки и Лиди, к востоку от озер Шидрозера, к северо-востоку от озер Леринского и Мелозера.

Мощность ледниковых отложений едровской стадии к краевой зоне на Валдайской возвышенности достигает 40—45 м, а в пределах Судомской возвышенности увеличивается до 105 м (Шульц и др., 1963). В области распространения донной морены едровской стадии, где она вскрыта скважинами под более молодыми отложениями, мощность ее изменяется от 0 до 20—25 м.

В ясных условиях залегания едровские отложения встречены в бассейне р. Мсты в скв. 55, у хутора Эдази (Вигдорчик, 1962) и в скв. 509 (у дер. Крестовой), а также на Судомской возвышенности (скв. 1; Шульц и др., 1963). Здесь они залегают между охарактеризованными палинологически соминскими и березайскими отложениями. С меньшей степенью достоверности едровские слои выделены под соминскими и в ряде других пунктов в бассейне р. Мсты, в верховьях р. Ловати, в Приильменской низине.

Морены едровской стадии представлены валунными глинами, суглинками, реже супесями бурого, коричневого и красновато-коричневого цвета.

Петрографический состав валунов и соотношение между изверженными и осадочными породами не остается постоянным. В пределах Валдайской возвышенности преобладают обломки осадочных пород, преимущественно известняков и доломитов карбона. Отмечено большое количество кремней. В пределах ловатского ледникового языка преобладают валуны кристаллических пород. На изученной площади наблюдаются незначительные колебания в гранулометрическом составе морен едровской стадии в зависимости от района ее распределения и условий таяния. Так, в юго-западном Прионежье главный максимум, приуроченный в моренах к фракции 0.1—0.01 мм, выражен наименее четко (27.7%), тогда как количество песчаной фракции достигает 37.3%, а глинистой 17.9%. На Валдайской возвышенности и в области ловатского ледникового языка содержание алевритовой фракции достигает 34.0—37.4%, а песчаной снижается до 28.0—26.2%. На Валдайской возвышенности наиболее опесчанены морены

краевых образований, содержание частиц фракции > 0.1 мм достигает в них 33.3%, тогда как в основных моренах, вскрытых буровыми скважинами и залегающих на поверхности, они составляют 28.0 и 26.7%. В целом по гранулометрическому составу морены едровской и бологовской стадий почти не отличаются.

Минеральный состав алевритовой фракции едровской морены изменяется в зависимости от района распространения. Так, донные морены юго-западного Прионежья отличаются от морен, распространенных в более южных районах, повышенным содержанием амфиболов до 21.5% (в основных моренах Валдайской возвышенности они составляют 14.2—16.4%) и минералов группы эпидота (14.5%) и пониженным содержанием граната (2.8%), рутила (0.8%), апатита (0.7%) и турмалина (0.3%); полевых шпатов всего до 15.6%.

В пределах Валдайской возвышенности изучен минеральный состав донных морен едровской стадии, вскрытых скважинами и залегающих на поверхности, а также морен краевой зоны. Морены краевой зоны наиболее богаты полевыми шпатами, содержание которых достигает 24.5%, тогда как в основных моренах их 16.2—18.3%. По сравнению с моренами Прионежья во всех моренах Валдайской возвышенности возрастает содержание граната (3.8—5.1%), рутила (1.0—3.0%), апатита (0.8—1.5%), турмалина (0.4—1.2%). Появляются фосфаты, резко возрастает содержание сидерита, которое в алевритовой фракции морен краевой зоны достигает 15%. Здесь морена обогащена материалом подстилающих пород, содержащих сидерит (тульский горизонт нижнего карбона).

Морены, вскрытые скважинами в районе ловатского ледникового языка, по минеральному составу близки к моренам краевой зоны Валдайской возвышенности. Они отличаются лишь меньшим содержанием сидерита (3.0%) и амфиболов (15.4%).

Едровские флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения обычно залегают на морене этой же стадии как в пределах краевой зоны, так и в проксимальном от нее направлении. Мощность их обычно незначительна — 1—2 м, реже 10—15 м, в разрезах отдельных скважин увеличивается до 20—25 м.

Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений весьма неоднороден. Содержание фракции > 0.1 мм составляет 88.7%, частицы размером < 0.001 мм практически отсутствуют (0.5%). Минеральный состав флювиогляциальных отложений (изучен по 11 образцам) отличается по сравнению с моренами, распространенными в тех же районах, повышенным содержанием амфиболов (28.8%), граната (8.2%) и ставролита (1.3%).

Едровские озерно-ледниковые отложения изучены в районе верхнего течения р. Ловати, где они залегают с поверхности на небольших участках и представлены в основном алевритами. Фракция 0.1—0.001 мм составляет в них 44—62%. Содержание песчаных фракций не превышает 25% и в среднем равно 11.9%. Минеральный состав озерно-ледниковых отложений изучен лишь в скв. 4634 в районе г. Боровичей и характеризуется повышенным содержанием амфиболов (28.4%), эпидота (20.4%) и апатита (2.6%). На восточной окраине рассматриваемой территории, где озерно-ледниковые едровские отложения местами выходят на поверхность, их литологический состав почти не изучен.

Соминские слои IIIsm. Отложения, относимые к соминскому и интерстадиалу, впервые были выделены в Соминско-Тихвинской древней долине у оз. Возжанского, расположенного к юго-востоку от ст. Ефим овская (Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений. . ., 1961), а в да льнейшем найдены в отдельных пунктах на всей описываемой площади (та бл. 7).

Корреляция опорных разрезов соминских слоев, по данным полинологоического анализа

Палинологические зоны	Карельский перешеек	Юго-западное Прионежье		Приневская низина	Приильменье					Валдайская возвышенность		Судомская возвышенность	Бассейн р. Ловати		
	скв. 162/19	скв. 10	скв. 23	скв. 6	скв. 220	скв. 60	скв. 51	скв. 64	скв. 6	скв. 1/25	скв. 3	скв. 1	обн. 2	скв. 10	
Sm ₇ — берез с элементами перигляциальной флоры.															
Sm ₆ — сосны и ели, значительно участие берез.													25600± 25440± 27500±	360 лет 270 лет 1500 лет	
Sm ₅ — берез с элементами ксерофильной перигляциальной флоры.															
Sm ₄ — ели и сосны; максимум ольхи и широколиственных пород.															
Sm ₃ — берез с элементами перигляциальной флоры.															
Sm ₂ — сосны и ели.				39000± 40380±	810 лет 800 лет										
Sm ₁ — берез с элементами ксерофильной перигляциальной флоры.															

Примечание. Скв. 162/19 (1961 г.), пос. Солнечное, материалы Н. И. Апухтина и Е. С. Малясовой; скв. 10 (1964 г.), близ г. Подпорожья, материалы Л. Ф. Соколовой и Е. А. Спиридиновой; скв. 23 (1965 г.), пос. Игнатовские Бараки, в 50 км к северо-востоку от г. Подпорожья, материалы М. Е. Вигдорчика и Е. А. Спиридиновой; скв. 6 (1967 г.), г. Ленинград, район Гражданского проспекта, материалы О. М. Знаменской, Е. А. Спиридиновой, Х. А. Арсланова; скв. 220 (1966 г.), дер. Ругуй, в 50 км к западу от г. Тихвина, материалы Н. Г. Курбатовой и Н. А. Гей; скв. 60, дер. Сосница, скв. 51, дер. Волма, скв. 64, дер. Локотско и скв. 6, дер. Торбино (Вигдорчик, 1962); скв. 1/25, дер. Масляная Гора (Геология четвертичных отложений. . ., 1967); скв. 3 (1967 г.), оз. Вожанское, близ пос. Сомино, в 50 км к северо-востоку от ст. Хвойная, материалы Д. Б. Малаховского и В. М. Сильмакович; обн. 2 (1967 г.), дер. Дунаево, левый берег р. Ловати, в 20 км выше г. Холма, материалы И. П. Бакановой, Е. А. Спиридиновой, Х. А. Арсланова; скв. 10, дер. Пырляво (Малаховский, 1967).

По буровым данным, в названной древней долине (у оз. Вожанского, скв. 3 и к юго-востоку от него) интерстадиальная озерная толща вскрыта под зандрами, а к северо-востоку от этого пункта под краевыми моренами вепсовской стадии. Залегает она здесь на флювиогляциальных отложениях, возраст которых неизвестен, или на коренных породах.

Стратиграфическое положение этих интерстадиальных образований в валдайском комплексе определяется тем, что в некоторых разрезах они расположены на морене, ниже которой лежат палинологически охарактеризованные березайские отложения (скв. 1, дер. Леоново; скв. 31, дер. Прорытица; скв. 55, хутор Эдази; скв. 509, дер. Крестовая; табл. 6); в других же случаях перекрыты ледниковыми и водными осадками, среди которых по спорово-пыльцевым данным выделены мстинские слои (скв. 6, ст. Торбино; скв. 64, дер. Локотско; табл. 9).

К востоку от оз. Вожанского и в районе оз. Кубенского, по данным В. Г. Ауслендера, соминские слои лежат на едровской морене, в понижениях между конечноморенными грядами этой стадии, а в Вологодской впадине они входят в комплекс водных, преимущественно озерно-аллювиальных отложений и иногда не перекрыты осадками ледникового генезиса.

Одним из наиболее полных разрезов соминского интерстадиала является разрез, обнаруженный О. М. Знаменской на территории г. Ленинграда, в районе Гражданского проспекта. Здесь скв. 6, пробуренной в 1967 г. трестом ГРИИ, у ручья Мурина, а также целым рядом инженерно-геологических скважин пройдена толща озерных отложений, представленных преимущественно тонкозернистыми и пылеватыми песками и алевритами с тонкими прослоями торфа и супесей с растительными остатками.

Ниже приводится краткое описание скв. 6, по данным О. М. Знаменской с индексацией авторов.

<i>al</i> IV	1. Песок тонкозернистый и мелкозернистый	0—2.5 м.
<i>lgl</i> III <i>vd</i>	2. Глина ленточная	2.5—3.25 м.
<i>gl</i> III <i>l^z_{vd}</i>	3. Супесь валунная (морена)	3.25—8.0 м.
<i>l</i> III <i>sm^z_{vd}</i>	4. Песок тонкозернистый, пылеватый пльвун	8.0—13.5 м.
	5. Супесь с растительными остатками	13.5—15.2 м.
	6. Супесь с тонкими прослоями торфа	15.2—15.9 м.
	7. Песок с растительным детритом	15.9—19.25 м.
	8. Глина, обогащенная органическим веществом	19.25—19.9 м.
<i>lgl</i> III <i>vd</i>	9. Глина ленточная	19.9—24.2 м.
<i>gl</i> II <i>m</i>	10. Глина валунная, плотная (морена)	24.2—25.0 м.

Межморенная толща данной скважины изучалась в лаборатории Ленинградского университета. Палинологический анализ произведен Е. А. Спиридоновой, Р. Н. Джиноридзе изучены диатомовые, растительные остатки определены в Институте биологии филиала АН Карельской АССР А. А. Беловой.

Во всех образцах, анализированных из межморенной толщи, присутствует пыльца и споры только очень хорошей сохранности, имеется много других органических остатков, что, по-видимому, позволяет исключить возможность присутствия здесь переотложенной пыльцы.

В этой толще четко прослеживаются интервалы с господством пыльцы древесных пород и недревесных компонентов (см. диаграмму VIII).

При более детальном анализе видно, что те и другие интервалы неодинаковы и по соотношению основных компонентов, и по присутствию различных древесных пород, а также трав и спор. Таких крупных интервалов-зон на данной диаграмме выделяется шесть.

Для первой зоны (Sm_1) характерны *Betula* sec. *Fruticosae*, *B. nana* L. пыльца осоковых, полыней и маревых, единичны пыльцевые зерна *Ephedra* sp. Среди споровых преобладают *Bryales*, реже *Sphagnum*, встречаются *Botrychium* sp.

В зоне Sm_2 преобладает сосна и ель. Пыльца других древесных пород содержится в небольшом количестве. В травах доминируют осоковые, в спорах — зеленые мхи, единично встречены *Botrychium* sp.

Зона Sm_3 в целом аналогична зоне Sm_1 , однако значение недревесных компонентов здесь особенно велико. В следующей зоне, Sm_4 , господствует пыльца древесных пород и в первую очередь ели и сосны; в значительно меньшем количестве присутствует пыльца березы, в основном *Betula* sec. *Albae*. Единична пыльца широколиственных пород. Среди травянистых растений доминируют осоки, а среди спор зеленые мхи. Встречены споры *Osmunda cinnamomea* L.

Для зоны Sm_5 характерны *Betula* sec. *Fruticosae*, *B. nana*, в меньшем количестве пыльца *B. sec. Albae*, *Pinus*, *Picea*. Среди травянистых растений господствуют осоки, хотя роль полыней заметно увеличивается. Доминируют споры зеленых мхов. В зоне Sm_6 преобладает пыльца сосны, значительно количество березы (*Betula* sec. *Albae* и *Fruticosae*) и ели. В травах доминируют осоки, единична *Ephedra* sp. Споры зеленых мхов являются господствующими.

Переходы между зонами довольно постепенные.

Как можно заключить из приведенных выше данных, ход климатических изменений соминского интерстадиала сложный, для него характерна неоднократная смена условий от более теплых (зоны Sm_2 , Sm_4 , Sm_6) к прохладным (Sm_1 , Sm_3 , Sm_5), поэтому внутри зон соответствующих оптимума межстадиала возможно и более дробное разделение на подзоны а, б и с, как это сделано В. П. Гричуком для верхневолжского интерстадиала (Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений. . ., 1961).

Основная масса диатомовых найдена в средней части межморенной толщи, в прослоях супесей с растительными остатками и торфа. Их состав свидетельствует о накоплении рассматриваемых отложений в пресноводном водоеме при прохладных климатических условиях.

Среди растительных остатков (семена, листья, древесина, кора) в интервале глубин от 12 до 17 м определены *Drepanocladus* sp., *Scorpidium scorpioides* Vernst., *Aulacomnium* sp., *Sphagnum teres* (Schimp.) Angstr., *S. sec. subsecundum*, *Equisetum* sp., *Pinus silvestris* L., *Betula* sec. *Albae*, *Eriophorum vaginatum* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Phragmites communis* L.

В скв. 6 из прослоя торфа О. М. Знаменской были отобраны пробы на определение абсолютного возраста по C^{14} . Х. А. Арслановым в лаборатории Ленинградского университета были получены следующие датировки: $40\ 380 \pm 800$ лет (ЛУ-22 В, гуминовые кислоты, глубина 15.4 м) и $39\ 000 \pm 810$ лет (ЛУ-63, торф, глубина 15 м).

Толща, пройденная в этой скважине, прослеживается по правобережью р. Невы от совхоза Бугры до ст. Пискаревка на абсолютных отметках от —5 до 20 м. Она в целом залегает выше мгинских морских отложений, но местами врезана, вложена в них. Так же как и мгинская толща, она перекрыта лужской, а подстилается московской мореной.

Другой, также достаточно полный, разрез получен в скв. 10, пробуренной вблизи г. Подпорожья (диаграмма IX). Соминские слои здесь вскрыты на глубине 43.5—24.7 м и представлены тонкозернистыми кварцево-полевошпатовыми, слабо слюдистыми песками с прослоями супесей. Они залегают на нижевалдайской морене, в свою очередь подстилаемой микулинскими отложениями, и перекрыты ледниковыми верхневалдайскими образованиями. В озерной межморенной толще в скв. 10 были

исследованы растительные остатки, а также проведен палинологический анализ. В интервале глубин от 24 до 38 м А. М. Беловой определены: кора и древесина *Picea abies* L., *Pinus silvestris*, *Betula* sec. *Albae*; также *Phragmites communis*, *Equisetum* sp. и мхи *Scorpidium scorpioides*, *Drepanocladus* sp., *Aulacomnium* sp., *Meesea triquetra* (L.) Angstr. Здесь же присутствуют обломки хитинового покрова насекомых, иногда в значительном количестве. Как показывает диаграмма, в нижней и средней части соминских отложений (глубина 43.5—31.0 м) доминирует пыльца ели. Максимальное ее содержание 40%. На тех небольших участках разреза, где количество пыльцы этой породы падает, возрастает роль пыльцы сосны, затем березы. Иная картина наблюдается в верхней части разреза (глубина 31—24.5 м), где пыльцы ели очень мало, но резко возрастает значение пыльцы березы и трав, главным образом полыней и маревых, а среди спор — зеленых мхов (зона Sm₇). Единичные зерна пыльцы широколиственных пород обнаружены лишь в слоях с господством пыльцы ели и сосны. Что касается пыльцы лещины, ольхи и ольховника, то она присутствует по всему разрезу в небольшом количестве.

По-видимому, в разрезе скв. 10 у г. Подпорожья отсутствуют лишь отложения, отвечающие началу интерстадиала (зона Sm₁); по палинологическим данным она может быть сопоставлена с описанной выше скв. 6, дополняя ее данными по зоне Sm₇.

Исходя из анализа спорово-пыльцевых диаграмм двух приведенных разрезов, а также ряда других, на данной и смежных территориях (районы Вологды, Ярославля) в соминских слоях выделяется семь палинологических зон, последовательно сменяющих одна другую (табл. 7). Каждая из них имеет вполне определенные черты и может быть легко выявлена на всех диаграммах этого интерстадиала. Палинологическая зона по существу является самой мелкой биостратиграфической единицей. В настоящее время принятое ранее (Вигдорчик и др., 1962) деление соминского межстадиала на слои Sm₁, Sm₂ и Sm₃ уже мало отвечает современной степени изученности этого интервала.

В разрезе скв. 23 (диаграмма II), пробуренной на междуречье Тукши и Ояти в юго-западном Прионежьи, также выделяются соминские отложения, спорово-пыльцевая характеристика их не менее полная, здесь выделяются все зоны от Sm₁ до Sm₇.

В бассейне р. Волхова, вблизи г. Кириши, в скв. 220, пробуренной у дер. Ругуй, исследованной Н. Г. Курбатовой в 1966 г., соминские отложения залегают на глубине 10 м от поверхности под современным аллювием. Они подстилаются флювиогляциальными отложениями и моренной и приурочены к долинообразному понижению, ориентированному параллельно современной долине р. Волхова. Соминские слои здесь представлены алевроитами, супесями тонко-горизонтальнослойстыми, светло-розовато-серными и палевыми, с прослойками серого песка и глины. Мощность толщи 32 м. Гранулометрический состав ее в целом свидетельствует о накоплении в спокойном изолированном бассейне озерного типа. Минералогический состав постоянен. Легкая фракция в основном представлена кварцем (61.7—70.8%), полевые шпаты составляют 18.6—24.5%, слюды 2.6—17.2%, гидрослюды до 2.5%.

В тяжелой фракции преобладают амфиболы (32.8—34.4%), рудные (27.6—28.8%) и эпидот (20.3—21.0%). Остальные минералы представлены в следующих количествах: гранат 1.1—1.4%, циркон 4.4—5.8%, рутил 0.7—0.9%, апатит 1.0—1.3%, сфен 1.1—1.8%, лейкоксен 3.0—3.2%, анатаз 3.0—4.0 %.

В палинологическом отношении соминские слои здесь довольно полно представлены: выделяются зоны от Sm₁ до Sm₅.

Наиболее полным разрезом соминского интерстадиала на западном склоне Валдайской возвышенности является разрез скв. 1/25 у дер. Масляная Гора в 4 км к северу от ст. Пикалево (Геология четвертичных отложений. . ., 1967). Здесь озерно-аллювиальные отложения приурочены к уже упоминавшейся выше древней Соминско-Тихвинской долине. Межморенная толща пройдена на глубине 39.2—69.3 м, имеет мощность 30 м и представлена переслаиванием супесей, суглинков и песков.

Спорово-пыльцевая диаграмма скв. 1/25 фиксирует сложный характер изменений спектров в процессе накопления водных отложений. В этих осадках преобладает пыльца древесных пород, среди которых попеременно ведущая роль принадлежит либо березе и ольхе, либо ели с сосной. Количество ольхи и ольховника колеблется в спектрах от 10 до 60%. Пыльца широколиственных пород и орешника присутствует в незначительном количестве и часто имеет плохую сохранность. Среди пыльцы трав наибольшее распространение имеют осоки и мезофильное разнотравье, хотя пыльца растений-ксерофитов постоянно присутствует. По всей толще отмечены единичные споры *Selaginella selaginoides* L., *Botrychium boreale* (Fr.) Milds, *Osmunda* sp.

В данном разрезе можно наметить несколько интервалов. Так, на глубинах 65—57, 49—45 и 42—40 м наблюдается увеличение количества пыльцы ели и сосны. Здесь же имеет место и уменьшение содержания ксерофитных элементов перигляциальной флоры. Иначе говоря, в скв. 1/25 представлен довольно полный разрез соминского интерстадиала, где прослеживаются зоны Sm_1 — Sm_4 . Упомянутый же выше разрез соминского интерстадиала, встреченный в скв. 3,¹² самый восточный по своему положению для рассматриваемой территории, не является полно охарактеризованным в палинологическом отношении. Соминские слои залегают здесь между флювиогляциальными песками на глубине 36—16.7 м и представлены озерными глинами и алевролитами ленточного типа с прослойками песка. Цвет их преимущественно серый, а в низах толщи светло-коричневый. Механический состав этих пород характеризуется содержанием фракций < 0.001 м более 60%. Количество алевроитовых частиц колеблется от 49.8 до 1.5%, фракции крупнее 0.1 мм отсутствуют. Состав минералов следующий: в легкой фракции преобладают кварц, полевые шпаты, мусковит, биотит, гидрослюда и карбонаты. Тяжелая фракция составляет 0.17—1.05%, представлена в основном рудными минералами (27.1—34.2%), амфиболами (23.6—34.5%) и минералами группы эпидота (14.6—22.9%). Отмечены турмалин, рутил, гранат, апатит, ставролит, дистен, анатаз.

Во всех полученных вторично спорово-пыльцевых спектрах господствует пыльца древесных пород. Среди пыльцы ели, сосны и березы последняя играет доминирующую роль по всему разрезу (40%). В интервале глубин от 20 до 17 м несколько возрастает значение пыльцы сосны и ели, достигая соответственно 30 и 25%. По всему разрезу в большом количестве (40%) присутствует пыльца ольхи и ольховника (5—15%). Пыльца травянистых растений, количество которой довольно велико (до 20%), представлена различными видами мезофильного разнотравья, осок, злаков, хотя постоянно присутствует пыльца полыней и маревых. Состав спор характеризуется преобладанием зеленых мхов. В этом разрезе представлены зоны Sm_5 — Sm_7 .

На территории Восточного Приильменья соминские интерстадиальные слои исследованы М. Е. Вигдорчиком (1962). Наиболее изучены разрезы

¹² Скв. 7161, разрез которой опубликован в книге «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины» (1961), была пробурена вновь под № 3 и вторично изучена на содержание пыльцы и спор.

скважин: 6, 55, 60, 61 и 69. Соминские отложения в них представлены мелкозернистыми песками и глинами, по минералогическому составу типичными для озерно-аллювиальных осадков. Интерстадиальные слои, встреченные скв. 55 у хутора Эдази, залегают в ясных стратиграфических условиях, но их спорово-пыльцевая характеристика неполная. Палинологически лучше других охарактеризованы соминские слои в скв. 51. Здесь они вскрыты в древней долине р. Волмы. В данном разрезе представлены зоны от Sm_2 до Sm_7 .

На юге территории отложения данного интерстадиала были обнаружены в бассейне р. Ловати несколькими скважинами (лучше других изучены скважины 10 и 12), а также в обнажении на левом берегу р. Ловати, выше г. Холма, у дер. Дунаево.

Река Ловать на этом участке врезается в озерно-ледниковую равнину. Высота бровки обнажения над урезом воды в реке 14 м. Сверху вниз под почвенным покровом обнажаются:

- | | | |
|---|---|-------------|
| <i>lgl III vd</i> | 1. Глины и суглинки ленточные, тонко-горизонтально-слоистые, с прослойками тонкозернистого песка и алевролита, полосчато окрашенные в палевые, светло-коричневые и коричневые цвета. Вниз по разрезу толщина и количество слоев глины в целом возрастает | 0.3—1.75 м. |
| | 2. Глина тонкая, плотная, плитчатая, комковатой структуры со следами горизонтальной слоистости, шоколадно-коричневого цвета, с зеленоватыми выцветами и налетом органики по плоскостям напластования. Контакт с вышележащим слоем ленточных глин и подстилающей мореной резкий | 1.75—2.7 м. |
| <i>gl III vd</i> | 3. Суглинок валунный, красновато-бурый, песчанистый, очень плотный, с гравием и галькой кристаллических пород, неясно слоистый. Слоистость обусловлена чередованием более темных глинистых прослоев со светло-бурыми, песчанистыми, в которых содержание гравия и гальки увеличивается. Встречаются линзы тонкой зеленовато-серой супеси мощностью от 2—3 до 10 см | 2.7—3.05 м. |
| | 4. Глина тонкая, темно-коричневая, пластичная, с единичными зернами песка, с включением гальки и гравия. Контакты с ниже- и вышележащими отложениями резкие | 3.05—3.2 м. |
| <i>lal III sm_{vd}</i> | 5. Суглинок валунный. Красновато-бурый, с включениями щебенки и линзочек местных осадочных пород; встречаются валуны гранита диаметром до 0.8 м. Морена неясно горизонтально слоистая | 3.2—4.8 м. |
| | 6. Глина зеленовато-серая, тонкая, очень плотная, угловатообломочного сложения, горизонтально-слоистая, типа ленточной. Контакты с выше- и нижележащими породами резкие | 4.8—5.2 м. |
| | 7. Песок мелкозернистый, буровато-желтый, отсортированный, кварцево-полевошпатовый, с прослоями глины и разнозернистых песков с гравием. В интервале 5.5—5.7 м глина темно-серая, плотная, с прослойкой разложившихся органических остатков. На глубине 6.4 м линза супеси темно-серого цвета, горизонтально-слоистой, заторфованной. На глубине 6.85—6.9 м плотные темно-серые глины с тонкой горизонтальной слоистостью. В интервале 7.0—7.9 м песок обогащен грубообломочными частицами. На глубине от 7.9 до 8 м отмечается прослой супеси, обогащенной органикой | 5.2—9.3 м. |
| | 8. Супесь голубовато-серая, слюдястая, неясно горизонтально-слоистая, с прослойками песка и алевролита, на глубине 10.05 м обогащенного разложившимися органическими остатками. На глубине 10.0—10.3 м наблюдаются прослойки органических остатков мощностью 1—2 мм | 9.3—10.8 м. |

9. Песок среднезернистый, буровато-желтый, с прослоями плохо отсортированного песка	10.8—11.0 м.
10. Супесь тонкая, голубовато-серая, пылеватая, слоистая, очень плотная, с прослойками тонкозернистого песка. На глубине 11.5 м линза песка . .	11.0—12.0 м.
11. Песок тонкозернистый и среднезернистый, буровато-желтого цвета	12.0—12.3 м.

Из подморенной толщи были отобраны образцы на определение абсолютного возраста до C^{14} с глубины 6.40 м из прослоя заторфовой супеси, где определены растительные остатки: кора *Picea* sp., листочки *Drepanocladus* sp. Радиоуглеродный анализ дал следующие результаты: образец ЛУ-28А (торф, фракция > 0.5 мм, нерастворимый в щелочи) 27 500 \pm 1500 лет; образец 28-С (торф, фракция < 0.5 мм, нерастворимый в щелочи) 25 440 \pm 270 лет; образец 28-В (гуминовые кислоты, выделенные из образца ЛУ-28А) 25 600 \pm 360 лет.

В нижележащих слоях той же озерной толщи встречены макроостатки: древесина и кора *Picea abies*, растительные остатки *Eriophorum vaginatum*, *Carex lasiocarpa* Ehrh., *C. inflata* Huds, *Menyanthes trifoliata*, *Equisetum* sp. и мхи *Drepanocladus* sp., *Scorpidium scorpioides*, *Calliergen* sp., *Sphagnum* sec. *Acutifolia*, *S. warastorfii* Russ.

По палинологическим данным, в озерных отложениях выделяются интервалы, где господствуют или пыльца древесных пород, или пыльца трав и споры (диаграмма X).

На глубине от 9.9 до 10.5 м и от 6.5 до 6.9 м преобладает пыльца древесных пород, среди которой доминирует ель (50—70%), много пыльцы сосны, пыльца широколиственных пород присутствует единично (лишь на глубине 10.2 м содержание ее увеличивается до 5%). Очень разнообразен в видовом отношении состав травянистых растений: преобладают осоки, много злаков, а из разнотравья, гвоздичных и сложноцветных постоянно встречается *Armeria* spp. двух видов, *Geranium* sp., *Valeriana* sp. и др. Среди споровых растений доминируют зеленые мхи, довольно много папоротников, часто встречаются лесные виды плаунов и споры *Osmunda cinnatomea*, нормально развитые, хорошей сохранности.

Состав «недревесных» спектров иной — господствующими компонентами становятся травы или споры, среди пыльцы древесных пород доминирует не только ель, но и сосна, реже береза. Среди трав в спектрах меньше пыльцы мезофильного разнотравья, хотя появляется пыльца рода *Helianthemum*, *Fagopirum* sp., а на глубине 4.8 м довольно много пыльцы рода *Artemisia* и единично встречается *Ephedra*.

Переходы от «древесных» спектров к «недревесным» очень постепенные, во всех образцах отмечается высокое содержание ели, почти постоянно присутствует *Osmunda cinnatomea*, даже в тех спектрах, где процент участия пыльцы древесных пород вообще низкий, тогда как пыльца березы (в основном кустарниковых форм) преобладает только в двух образцах — на глубине 7.4 и 4.8 м в слое ленточных глин, которые завершают соминскую толщу. По-видимому, такое своеобразие палинологических спектров связано не только с климатическими изменениями, но и с особыми локальными условиями.

В целом во всей подморенной озерной толще выделяются палинологические зоны от Sm_4 до Sm_7 .

В настоящее время осадки соминского интерстадиала изучены не только на описываемой территории, но и за ее пределами. Сопоставлению разрезов в разных пунктах хорошо помогает их спорово-пыльцевая характеристика, которая обнаруживает общие черты даже для довольно удаленных районов.

Так, у границы максимального распространения Валдайского оледенения, в районе южного побережья оз. Кубенского (материалы В. Г. Ауслендера) и в зоне распространения комплекса валдайских перигляциальных отложений, изученных в районе г. Кашина И. И. Красновым, Х. А. Арслановым, Е. П. Зарриной и др., палинологические данные, полученные для этого интервала, аналогичны приведенным выше. Кроме того, их одновозрастность подтверждается и абсолютными датировками. Погребенные почвы из разреза у г. Кашина имеют абсолютный возраст по C^{14} 40 490 \pm 870 лет (ЛУ-15С, торф) и 41 700 \pm 730 лет (ЛУ-15В, гуминовые кислоты).¹³

Наряду с этим изучение спорово-пыльцевых спектров соминских разрезов в разных районах Северо-Запада позволило наметить и провинциальное их различие, выражающееся в усилении роли пыльцы ели к востоку, а к юго-востоку — значения ольхи и широколиственных пород в оптимальные фазы. Чаще всего в оптимумах межстадиала господствует ель, реже сосна (скв. 152/19 на Карельском перешейке; табл. 7) и только в одном разрезе, в скв. 1/25, преобладает ольха. Наиболее теплые климатические условия характеризует зона Sm_4 , где отмечается наиболее высокое содержание пыльцы ели и широколиственных пород, а на юго-востоке территории и ольхи. Состав пыльцы травянистых растений, а также количественное соотношение их отдельных видов в спектрах непостоянны, в северных разрезах много пыльцы полыней, тогда как к югу и юго-востоку больше осок и мезофильного разнотравья. Среди споровых растений в оптимальные фазы наряду с папоротниками, зелеными и сфагновыми мхами встречаются лесные виды плаунов, а также по всем разрезам *Osmunda cinnamomea*.

По-видимому, доминирующая роль отдельных древесных пород, а также различия в видовом составе трав и спор в пределах каждой зоны, определяются в палинологических спектрах не только географическим положением разреза, но и различием геоморфологических условий, а также провинциальными особенностями самих растительных сообществ.

Осадки, сформировавшиеся во время отступления последнего ледникового покрова, в послесоминское время, на описываемой территории слагают основную часть разреза четвертичной толщи. В литолого-генетическом отношении они весьма разнообразны. Преобладают отложения ледникового и водно-ледникового генезиса, однако присутствуют и перигляциальные образования — озерные, озерно-болотные и аллювиальные; при этом те и другие иногда сменяют друг друга в вертикальном разрезе. Последнее обстоятельство наряду с отмеченной выше зональностью ледникового рельефа говорит о том, что деградация валдайского оледенения сопровождалась колебаниями ледникового фронта. В связи с этим в ряде районов поздневалдайские (послесоминские) отложения удается расчленить на слои, соответствующие периодам наступания и стабилизации ледникового края — стадийные, и периодам его отступления — межстадиальные (или межфазийные).

Вепсовские ($III_{ва}^{sp}$), *крестецкие* ($III_{кр}^{kr}$), *лужские* ($III_{лж}^{lz}$) и *невские* ($III_{нд}^{nv}$) слои. Расчленить поздневалдайские отложения на стадийные слои возможно главным образом на основе геоморфологических данных, поскольку разрезы межстадиальных осадков встречаются сравнительно редко, а попытки расчленения морен по их литологической характеристике пока дают положительные результаты лишь на ограниченных участках. Поэтому важное значение для стратиграфии отложений периода деградации валдайского оледенения имеет выделение геоморфологических рубежей. В описываемом районе таковыми являются зоны

¹³ По устным сообщениям Е. П. Зарриной и И. И. Краснова.

краевых ледниковых образований: вепсовская, крестецкая, лужская и невская. Благодаря четкой выраженности последних поздневалдайские образования могут быть расчленены на соответствующие стадийные слои на значительной части территории. Исключение составляет лишь «срединная область» изолированных массивов, где широтная зональность рельефа нарушена. Следует отметить, что, несмотря на различные условия таяния льда и осадконакопления во время поздневалдайских стадий, отразившиеся в определенной индивидуальности рельефа каждой из краевых зон, вещественный состав разновозрастных морен и их производных существенных отличий не имеет.

В связи с этим стадийные отложения последних этапов деградации последнего оледенения рассматриваются здесь вместе.

Описываемые отложения распространены повсеместно и располагаются на различных абсолютных отметках, залегая непосредственно на дочетвертичных породах, реже на более древних четвертичных образованиях (главным образом в древних долинах и крупных впадинах подстилающего рельефа). Мощность их изменяется на равнинах от 1—2 до 20—30 м, в пределах холмистых комплексов — от 10—15 до 80—100 м.

Наиболее широко распространена морена. Она слагает обширные равнины и является основным компонентом краевых зон, выполняет древние долины и т. д. Литологически морена представлена валунными песчано-глинистыми породами. Почти повсеместно преобладают плотные, часто грубопесчаные суглинки. Среди последних в краевых зонах обычно развиты супеси и пески в виде прослоев и линз; на участках абрадрированных моренных равнин они слагают поверхностные слои ледниковых толщ. Глины, как правило, встречаются вблизи нижнего контакта морены и значительно реже приурочены к верхней части разреза (в Приневской и Мстинской впадинах). Состав ледниковых отложений, особенно там, где мощность их невелика, обнаруживает прямую связь с составом палеозойских пород. Так, в пределах распространения известняков и доломитов морена обычно суглинистая и глинистая, щебнистая; на кристаллических породах песчаная и супесчаная, создает большое количество обломочного материала.

Цвет ледниковых осадков довольно разнообразен и часто определяется окраской подстилающих отложений. На кристаллических породах морена желтовато-бурая и светло-коричневая; на песках и глинах вендского комплекса зеленовато-серая; на известняках серая и темно-серая; в области развития красноцветной девонской толщи коричневатобурая и красно-бурая. Следует сказать, что в верхней части морена часто окрашена в красновато-бурый тон, что связано со вторичными процессами выветривания и ожелезнения.

Включения грубообломочного материала обуславливают беспорядочную «порфировидную», часто комковатую текстуру ледниковых образований; преобладает псаммитовая структура.

Гранулометрический состав обычно характеризуется главным максимумом во фракции 0.1—0.01 мм (от 30 до 40—42%), содержание частиц > 0.1 мм не превышает 20%, < 0.001 мм — 15—20%.

Значительно реже главный максимум переходит в более крупные фракции. Так, в моренах северной части Карельского перешейка количество частиц > 1 мм достигает 60—85%; в пределах краевых зон и на поверхности абрадрированных донноморенных равнин встречаются осадки с повышенным содержанием фракции 0.25—0.1 мм (до 40—50%). Еще меньшее распространение имеют морены водного типа с максимумом во фракциях < 0.01 мм (60—90%) и содержанием частиц крупнее 0.1 мм, не превышающим 5—15%. Подобные осадки характерны для крупных понижений рельефа, занятых поздневалдайскими приледниковыми озе-

рами (Приневской и Мстинской впадин, района г. Тихвина); иногда они наблюдаются и среди холмистого рельефа (вблизи г. Валдая, на Лужской возвышенности, в районе верховьев р. Ловати).

Минеральный состав песчано-алевритовой фракции ледниковых отложений отличается значительной пестротой. Выход тяжелой фракции изменяется от десятых долей процента до 6—7%, обычно не превышая 1%; в некоторых районах наблюдается повышенное ее содержание в моренах краевых образований по сравнению с донными. В составе тяжелой фракции преобладают рудные, гранаты, амфиболы, эпидот, циркон; остальные минералы (рутил, апатит, лейкоксен, турмалин, дистен и др.) присутствуют обычно в количестве не более 1%. Среди эрратических минералов, возникших за счет разрушения кристаллического щита, наибольшие колебания наблюдаются в содержании граната и амфиболов (от 3—10 до 30—40%). Влияние местных пород контролируется появлением сидерита, фосфатов, барита и анатаза, увеличением количества рутила (до 4—5%) и лейкоксена (до 5—7%). Наиболее закономерны изменения содержания граната, убывающего с запада на восток территории, и эпидота, возрастающего в этом направлении (табл. 8).

Т а б л и ц а 8

Содержание граната и эпидота в алевритовой фракции поздневалдайских ледниковых отложений (в %)

Районы опробования	Гранат	Эпидот
Карельский перешеек	15—25	5—13
Онежско-Ладожский перешеек	1—4	20—30
Ижорское плато, Псковская равнина	10—15	5—9
Ильменско-Волховская равнина	5—12	7—8
Тихвинская равнина	3—6	16—25
Бежаницкая и Судомская возвышенности, верховья р. Ловати	8—20	3—12
Валдайская возвышенность	4—8	6—14

Состав минералов легкой фракции характеризуется относительной выдержанностью. Резко преобладают кварц (55—75%) и полевые шпаты (18—30%); слюды имеют подчиненное значение: мусковит 3—10%, биотит 2—8%. Содержание последнего повышается на севере Карельского перешейка (до 9—23%); в пределах распространения палеозойских отложений, обогащенных слюдой, возрастает количество мусковита (до 25—30%). Карбонаты приурочены к моренам, залегающим на карбонатных породах.

Содержание валунного материала в ледниковых отложениях поздневалдайского возраста обычно колеблется от 8—10 до 15—20%; местами на поверхности наблюдаются скопления валунов (по восточному берегу оз. Ильмень, в районе пос. Крестцы и г. Старая Русса и др., вблизи г. Валдая и др.). Размер их изменяется от 0.2—0.3 до 1 м; значительно реже встречаются глыбы диаметром 4—5 м. Соотношение между осадочными и изверженными породами весьма различно. На поверхности обычно преобладают валуны кристаллических пород (до 60—80%), за исключением участков распространения локальных морен, обогащенных местными осадочными палеозойскими отложениями (известняками, доломитами, песчаниками и др.); локальные морены большей частью развиты вдоль древних уступов (Карбонового, Ордовикского, Бургского). Вниз по разрезу содержание осадочных пород значительно возрастает (до 50—60%).

Петрографический состав валунов весьма разнообразен. Изверженные породы представлены катаклазированными плагиомикроклиновыми гранитами и жильными сиенитами; метаморфические — гнейсами амфиболитовыми, биотитовыми и др., принесенными из Фенноскандии. Значительно реже встречаются мигматиты и кварциты с севера Онежско-Ладожского перешейка; на Валдайской возвышенности вблизи г. Валдая отмечены обломки шокшинского песчаника. Следует сказать, что если на западе территории широко представлены кристаллические породы, развитые в западной и северной частях Карельского перешейка (выборгские граниты-рапакиви, разгнейсованные граниты, гнейсы), то к востоку роль последних значительно уменьшается и восточнее р. Полонети весь комплекс валунов связан уже с областью Приладожья (ладожские рапакиви, габбро-диабазы, слюдяные сланцы и филлиты). Ориентировка длинных осей валунов, по данным С. В. Яковлевой (1956, 1965, 1966), на равнинах обычно северо-восточная и субмеридиональная, вблизи срединных возвышенностей обнаруживает тенденцию к их огибанию (рис. 6).

Кроме валунного материала, в моренах наблюдаются линзы песков, гравия и галечников, а также отторженцы палеозойских и четвертичных отложений, мощность которых достигает 25—40 м. Последние представлены большей частью местными породами, но иногда и теми, коренные выходы которых расположены к северу на расстоянии 200—250 км и более, например отторженец мгинских глин в древней долине у подножья Валдайской возвышенности в скважине у хутора Эдази, отторженцы кембродовиковских пород на р. Полисти, у дер. Кривца и т. д.

Флювиогляциальные отложения развиты обычно сравнительно небольшими участками на поверхности морены, слагаая разнообразные формы рельефа: камы, озы, аккумулятивные террасы в ложбинах стока талых ледниковых вод, дельты ледниковых потоков. Лишь на крайнем востоке и юге территории, в бассейне рр. Лиды, Соминки, Кабожи и в верхнем течении р. Ловати, эти осадки имеют значительное площадное распространение, образуя сплошную полосу зандровых равнин шириной до 30—50 км. Мощность их на зандрах не превышает 15—20 м, в пределах камовых массивов и озов достигает 30—40 м. Флювиогляциальные отложения встречаются также в толще морены в виде линз и прослоев мощностью от 2—3 до 15—20 м.

Водно-ледниковые образования представлены песками различной крупности с прослоями гравийно-галечного материала, галечниками, реже валунами. Они характеризуются широким диапазоном механического состава и относительно хорошей (по сравнению с мореной) сортировкой. Главный максимум приурочен к различным фракциям крупнее 0.1 мм и составляет 30—50%, реже 70—80%; в зандрах часто преобладают частицы диаметром 0.5—0.25 мм, в озлах более крупные. Значительно реже, большей частью в камах и флювиогляциальных дельтах, в распределении фракции наблюдаются два или три пика кривых. Частицы < 0.01 мм обычно отсутствуют. Гранулометрический состав отложений, слагающих зандр, закономерно изменяется, в дистальном направлении они становятся более мелкозернистыми. По минеральному составу эти осадки не отличаются от ледниковых; для них лишь характерен повышенный по сравнению с мореной выход тяжелой фракции, пониженное содержание эпидота и в большинстве случаев несколько увеличенное содержание граната. На севере Карельского перешейка в легкой фракции водно-ледниковых отложений возрастает количество биотита (до 35—40%).

Флювиогляциальные пески и галечники обладают косой слоистостью потокового типа, которая нередко чередуется с горизонтальной, а в озлах и камах вверх по разрезу иногда переходит в облегающую. На вершинах и склонах водно-ледниковых холмов и гряд часто залегает плащ валунного

суглинка мощностью до 2.5 м. Валунь и галька, заключенные в толще песков, обычно хорошо окатаны. Контакт с подстилающей мореной в озах, камовых массивах, дельтах и террасах, как правило, довольно резкий; в пределах зандров «зубчатый» в разрезе и фестончатый в плане; в карьерах здесь нередко наблюдается постепенный фациальный переход от морены к флювиогляциальным пескам.

Озерно-ледниковые поздневалдайские отложения представлены рядом генетических разновидностей, связанных с ледниковыми водоемами различного типа. Осадки небольших по площади локальных внутриледниковых озер слагают столообразные поверхности звонцев, развитых среди моренных холмов, а также участки камов.

Отложения звонцев занимают обычно в рельефе доминирующее гипсометрическое положение и имеют небольшую мощность, не превышающую, как правило, нескольких метров, лишь на крупных звонцах она возрастает до 10—20 м. Это глины красновато-бурые или шоколадно-коричневые, пластичные, тонкодисперсные, реже песчанистые, плотные, иногда слоистые за счет тонких присыпок и прослоев тонкозернистого песка, обладают угловатообломочной структурой, часто карбонатны. Глины отличаются хорошей сортировкой и довольно однородным гранулометрическим составом; для них характерно отсутствие или незначительное содержание частиц крупнее 0.25 мм и наличие главного максимума во фракциях 0.1—0.01 мм или < 0.01 мм (от 50 до 95%).

Описываемые отложения иногда содержат пыльцу и споры. По мнению М. П. Гричука (Спиридонов, 1963), накопление мелкозема происходило в суровых климатических условиях, когда на освободившихся ото льда участках произрастала типичная приледниковая растительность, свойственная безлесным пространствам, которые были покрыты степями, кустарниковой березой и ольховником; среди последних местами встречались редколесья из березы, ели, сибирской сосны. Интересными являются находки в этих глинах большого количества пресноводных водорослей, характерных для северных холодных озер с прозрачной водой (*Pediastrum muteium* Kütz., *P. borganum* Menegh., *P. sturmii* Reinsch).

Озерно-ледниковые отложения, слагающие камы и камовые террасы, характеризуются наибольшей мощностью: 20—35 до 40—45 м и более (камовые массивы на Лужской возвышенности, у ст. Будогощь и др.). Они представлены мелкозернистыми песками с редкими включениями гальки и валунов с линзами и прослоями крупнозернистых песков толщиной 0.3—1.0 м; слоистость горизонтальная и пологонаклонная, кверху переходящая в облекающую. В южной части Карельского перешейка, в разрезе камовых террас у поселков Юкки, Колтуши, Токсово и др., наблюдается волнистая слоистость типа знаков ряби, заключенная в горизонтальные серии и чередующаяся с горизонтальной слоистостью. Замеры знаков ряби обычно дают следующие соотношения: длина 10—15 см при высоте 1.0—1.5 см или длина 30—40 см при высоте 1.5—3 см. Видимо, формирование этих осадков происходило в прибрежных и мелководных зонах обширных внутриледниковых водоемов, обладавших в течение значительного промежутка времени устойчивым режимом.

Гранулометрический состав камовых отложений довольно разнообразен: главный максимум приурочен к различным фракциям, большей частью к фракциям 0.25—0.1 мм и 0.1—0.01 мм (35—60%); частицы мельче 0.001 мм отсутствуют.

Осадки внутриледниковых озер, как правило, имеют резкий контакт с подстилающей мореной. На поверхности камов и камовых террас может присутствовать плащ валунного суглинка или супеси небольшой мощности; иногда последние вклиниваются в озерно-ледниковую толщу.

Среди холмистого рельефа нередко наблюдаются небольшие участки аккумулятивных озерно-ледниковых равнин, сложенных мелкозернистыми и тонкозернистыми песками, супесями и алевритами, тонкими глинами, мощностью не более 8—10 м. Эти образования связаны с подпруженными локальными приледниковыми озерами, возникающими на равнинных этапах деградации ледника.

Небольшим распространением пользуются отложения региональных приледниковых озер, развитые на обширных площадях проксимальных равнин, на абсолютных высотах от 20 до 120—130 м. Мощность их колеблется от 2—3 до 20—25 м, составляя в среднем 8—12 м. Среди этих осадков преобладают глины и тонкие сортированные пески; безвалунные суглинки и супеси имеют подчиненное значение.



Рис. 14. Ленточные глины. Карьер у г. Новгорода.

Ленточные глины распространены вблизи проксимального склона главного конечноморенного пояса на абсолютных отметках 75—120 м (в Холмской котловине, районе верхнего течения рр. Паши и Тихвинки, у пос. Любытино) и в центральной, наиболее пониженной (абсолютные отметки 1—30 м), части Балтийско-Ладожской и Ильменско-Волховской депрессии (рис. 14). Между указанными низинами сплошная полоса развития ленточных глин наблюдается на невско-волховском водоразделе, где их кровли находятся на 56—60 м. Тонкие глины отмечаются также в северной части Карельского перешейка (на абсолютных отметках 15—40 м) и на западе территории, в среднем течении р. Великой (абсолютная высота 40—90 м). Мощность их обычно составляет от 2—3 до 10 м, местами достигая 15—20 м. Глины пылеватые, шоколадно-коричневого, серого или голубовато-серого цвета, очень пластичные, вязкие, с правильной отчетливо выраженной слоистостью (ленточностью), обусловленной чередованием глинистых, песчаных и алевритовых прослоев. В гранулометрическом составе преобладают фракции 0.1—0.01 мм и < 0.01 мм

(30—65 до 90%). Исследования К. К. Маркова и И. И. Краснова (Марков, 19316) показали, что в разрезе глинистой толщи Лужско-Наровской и Приневской низин присутствует до 300—500 лент. Подобные детальные исследования на остальной территории отсутствуют; следует сказать, что за пределами указанных районов ленточность выражена менее отчетливо, в связи с чем корреляция разрезов затруднительна (Соколов, 1926; Марков, 19316). На Псковской равнине переслаивание тонких глин с супесями, алевролитами и песками не обнаруживает какой-либо ритмичности. Ленточные глины вверх по разрезу и по простиранию часто переходят в тонкие суглинки, супеси и пески, мощность которых весьма изменчива, однако в среднем не превышает 2.5—5 м. Контакт с мореной обычно нерезкий; переход от ледниковых осадков к озерным осуществляется постепенно; иногда в нижней части разреза озерно-ледниковой толщи наблюдается переслаивание ленточных осадков и довольно тонких валунных глин (карьер у г. Новгорода).

Озерно-ледниковые пески распространены по периферии Балтийско-Ладожской и Ильменской впадин, в центральной части Псковской низины, а также в верхнем течении р. Ловати, на Онежско-Ладожском и Карельском перешейках; наиболее значительные площади они слагают на западе района, в «срединной области» изолированных массивов. Пески, большей частью мелко- и тонкозернистые, светло-серого и светло-желтого цвета, хорошо сортированные, местами с отчетливо выраженной горизонтальной, реже волнистой слоистостью, с единичной галькой и гравием кристаллических пород, иногда с линзами и прослоями светло-коричневой пластичной глины толщиной 1.0—1.5 см. Мощность их изменяется от 5—8 до 20—25 м. На Ильменской низине тонкозернистые горизонтально-слоистые уплотненные пески местами вскрыты в основании разреза озерно-ледниковой толщи, под ленточными глинами; их мощность колеблется от 1.5 до 8—10 м. На контакте с мореной нередко отмечаются прослойки валунно-галечного материала мощностью 1—1.5 м.

В гранулометрическом составе песков преобладают фракции 0.25—0.1 мм (50—65%) и 0.5—0.25 мм (30—45%). Грубозернистые пески прибрежных фаций приледникового озера наблюдаются главным образом в северной части Карельского перешейка, а также вблизи абразионных уступов и скатов: на правобережье р. Шелони, вдоль подножья Балтийско-Ладожского глинта, Токсовской, Юкковской и других возвышенностей. Они характеризуются плохой сортировкой, иногда косою слоистостью и значительным содержанием крупнообломочного материала, представленного обычно кристаллическими породами, реже (в районе Бурегского уступа в юго-западном Приильменье) плохо окатанной галькой известняков. Для их гранулометрического состава типичными являются наличие двух максимумов во фракциях 1.0—0.5 мм и > 1 мм (28—58%). В песках, даже в тонкозернистых и алевроитовых, иногда, особенно на севере Карельского перешейка, наблюдаются включения гравия, гальки, валунов и даже эрратических глыб диаметром до 3—4 м, непосредственно под глыбами слоистость нарушена и часто повторяет очертания последних (рис. 15). Внедрение глыб и валунов в тонкие осадки несомненно произошло путем вытаивания их из айсбергов.

Данными палинологического и диатомового анализов эти отложения в настоящее время охарактеризованы главным образом в районе Приневской низины и на Карельском перешейке. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются следующими особенностями: в общем составе значительный процент составляет пыльца трав и спор; пыльца древесных пород имеет подчиненное значение (редко до 50%). Среди последней господствует пыльца березы (в основном кустарниковой и кустарничковой форм); пыльца других древесных пород содержится в незначительном количестве,

отмечена пыльца растений семейств *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Polepogiaceae*, единично присутствует пыльца рода *Ephedra*. Споры представлены в основном спорами зеленых мхов; постоянно присутствуют тундровые виды плаунов. Диатомовая флора встречается в небольшом количестве и представлена в основном пресноводными формами (Усикова и др., 1963, 1967). В образцах определены *Eunotia praerupta* Ehr., *Eu. p. var. muscicola* Boys., *Pinnularia borealis* Ehr., *Melosira scabroba* Oestr., *Opephora martyi* Herib и др. В виде обломков обнаружены переотложенные морские, солоноводно-морские и солоноводные формы. В ленточных глинах найдены части скелетов пресноводных рыб семейства *Coregonus* (Яковлев, 1926).

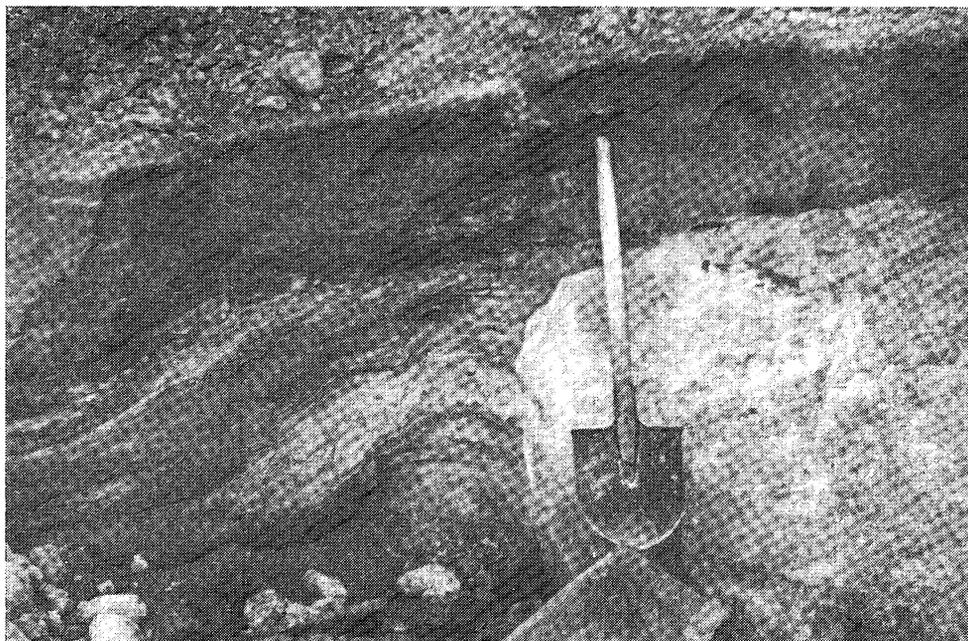


Рис. 15. Валун гранита в слоистых песках. Карьер у г. Выборга.

На значительной части территории седиментация водных осадков происходила при непосредственном влиянии осциллирующего края активного ледника, это нашло отражение в изменении литологического состава, ленточной слоистости и т. д. Западная часть района характеризуется большей однородностью состава озерно-ледниковых отложений, представленных главным образом песками, и отсутствием сезонной слоистости, что можно попытаться объяснить наличием значительных полей мертвого льда, оставшихся здесь в течение позднеледниковья.

Минеральный состав всех перечисленных выше генетических разновидностей озерно-ледниковых отложений не отличается от одновозрастных ледниковых осадков, за счет размыва и переотложения которых они формировались.

Как уже было отмечено выше, литологическая характеристика ледниковых, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений, сформированных в различные стадии деградации валдайского оледенения, не имеет существенных отличий. Однако в более широком смысле можно говорить об особенностях состава разновозрастных стадийальных образо-

ваний, обусловленных постепенным изменением условий седиментации обломочного материала.

В первую очередь следует указать на общую тенденцию этого периода, выразившуюся в постепенном сокращении роли собственно ледниковой аккумуляции и возрастании водной; в связи с этим удельный вес того или иного генетического типа в общем объеме осадков не оставался постоянным. Так, среди вековских отложений преобладают ледниковые и флювиогляциальные, в то время как озерно-ледниковые отложения имеют подчиненное значение; среди образований лужского возраста все генетические типы осадков развиты примерно в равной мере; осадки заключительной невской стадии представлены уже преимущественно озерно-ледниковыми разностями, ледниковые и флювиогляциальные отложения не пользуются большим распространением.

С другой стороны, для каждой из стадий характерны те или иные генетические разновидности флювиогляциальных и озерно-ледниковых осадков, условия формирования которых были наиболее разнообразны.

Так, в вековскую стадию преобладали отложения локальных внутриледниковых озер и внеледниковые флювиогляциальные образования (зандровые пески). Среди крестецких наряду с последними широко развиты приледниковые отложения, слагающие маргинальные камы, дельты и др.; в это время существенную роль начинают играть осадки локальных приледниковых озер. Лужские и невские флювиогляциальные образования являются уже исключительно приледниковыми, а озерно-ледниковые осадки представлены главным образом отложениями региональных приледниковых озер.

Мстинские слои (III^{ms}_{вд}). Отложения этого интерстадиала впервые были выделены в 1940 г. Н. Н. Соколовым в районе Мстинской впадины. Здесь, у подножия северо-восточного и юго-западного ее склонов, в древних долинах разведочными скважинами была встречена толща водных осадков, разделяющая два горизонта морены. В дальнейшем они были обнаружены и в других районах. Наиболее полными являются разрезы, вскрытые скв. 20 у дер. Кислово, в районе г. Великие Луки; скв. 117 у дер. Федорково, в 4 км к юго-западу от оз. Перетно, близ пос. Угловки; скв. 10 у дер. Крутца, на левобережье р. Мсты; скв. 65 у дер. Копосы и скв. 64 у дер. Локотско, в верховьях верхнего правобережного притока р. Поломети; дополняющие друг друга скважины 2 (дер. Взвод) и 5 (дер. Наволоки), близ г. Новгорода; скв. 19 у ст. Кириши (табл. 9). Естественные обнажения мстинских слоев имеются на западном склоне Валдайской возвышенности в долинах рр. Явосьмы, Тихвинки, Льянкой, Нерцы, Крупны. Всюду, и в скважинах, и в обнажениях, отложения мстинского интерстадиала залегают под отложениями крестецкой стадии как под донной мореной, так и под ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями в ее краевой зоне.

Известные разрезы мстинского интерстадиала представлены континентальными озерными и озерно-аллювиальными песками, как хорошо отсортированными, средне-, мелко- и тонкозернистыми, так и разнотернистыми, а также алевритами и глинами, часто горизонтальнослоистыми.

Горизонтальная слоистость, наличие прослоев перемятого торфа, гумусированной глины с растительными остатками свидетельствуют о том, что отложение материала происходило преимущественно в спокойных водоемах и лишь местами в проточных озерах (скважины 10 и 117).

Минеральный и гранулометрический состав мстинских отложений, как правило, однороден. Для отложений этого интерстадиала характерен невысокий выход тяжелой фракции, которая составляет иногда лишь сотые доли процента (скв. 41, глубина 37 м — 0.03%) и лишь в одном случае концентрация тяжелых минералов достигает 4.45% (скв. 20,

Корреляция опорных разрезов мстинских слоев, по данным палинологического анализа

Палинологические слои	Бас- сейн р. Ло- вати	Бас- сейн р. Поло- мети	Бассейн р. Мсты						Бас- сейн р. Вели- кой	Бас- сейн р. Вол- хова	Северо- западное Прииль- менье		
	скв. 20	скв. 64	скв. 117	скв. 150	скв. 10	скв. 40	скв. 65	скв. 6	скв. 4	скв. 220	скв. 19	скв. 5	скв. 2
ms ₃ — берез с элемен- тами ксерофитной перигляциальной флоры.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ms ₂ — берез, сосны и максимум ели.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ms ₁ — берез с элемен- тами ксерофитной перигляциальной флоры.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Скв. 20, дер. Кислово (Малаховский, 1967); скв. 64, дер. Локотско, скв. 65, дер. Копоса и скв. 6, дер. Торбино (Вигдорчик, 1962); скв. 117 (1965 г.), дер. Федорово и скв. 150 (1965 г.), дер. Осипово, к северу от г. Валдая, материалы В. А. Соловьевой и В. М. Сильманович; скв. 10, дер. Крутец (Рельеф и стратиграфия. . ., 1961); скв. 40 (1963 г.), ст. Шагино, близ пос. Любытино, материалы Н. Т. Горевой, Н. Д. Агаповой и Э. С. Пleshивцевой; скв. 4 (1961 г.), дер. Горшихино, в 40 км к востоку от г. Острова, и скв. 220 (1963 г.), пос. Печоры, в 40 км к западу от г. Пскова, материалы Э. Ю. Саммета и Д. А. Аграновой; скв. 19 (1967 г.), пос. Кириши, материалы Н. Г. Курбатовой и Н. А. Гей; скв. 2 (1962 г.), дер. Взвод, к северо-западу от г. Новгорода, и скв. 5 (1962 г.), дер. Наволоки, материалы В. А. Соловьевой и Н. Д. Агаповой.

глубина 37 м). По минеральному составу отложения не отличаются от подстилающих их более древних толщ, в результате размыва которых они образовались. В связи с тем, что палинологическая характеристика мстинского интерстадиала наиболее выразительна для южных районов описываемой территории, приводим их последовательное описание с юга на север.

Разрез скв. 20 можно считать опорным для мстинского интерстадиала, он в тоже время является и наиболее южным из известных для данной площади, находясь в центре краевых образований «ловатского ледникового языка». Толща палинологически охарактеризованных мстинских отложений вскрыта здесь на глубине 10.4—29.0 м под ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями крестецкой стадии. Мстинские слои представлены мелко- и среднезернистыми песками мощностью 15 м, хорошо отсортированными (максимум во фракции 0.25—0.1 мм составляет 41—57%), с овальными окатанными зернами. Под ними (сверху вниз) залегают озерно-ледниковые, флювиогляциальные и ледниковые отложения вепсовской стадии мощностью 34.3 м, озерно-аллювиальные палинологически охарактеризованные пески и глины предположительно соминского интерстадиала и ледниковые и водно-ледниковые отложения ранних стадий отступления валдайского ледника мощностью 52.35 м. Спорово-пыльцевые спектры мстинских отложений характеризуются в нижней части разреза господством пыльцы берез, затем пыльцы сосны, отчасти ели, а затем снова березы. В интервале от 22 до 20 м отражено

время климатического оптимума мстинского интерстадиала. Здесь содержание пыльцы ели наибольшее (до 40%), а березы наименьшее (до 10%). В составе трав в отличие от других частей разреза преобладает разнотравье, содержание пыльцы полыней и маревых резко сокращается. Среди мхов несколько возрастает значение сфагнома (до 40%). Таким образом, спорово-пыльцевая характеристика разреза мстинских межстадиальных образований у дер. Кислово достаточно полная, здесь представлен весь цикл климатических изменений межстадиала (слои $ms_1—ms_3$).

Севернее, в бассейне р. Поломети, на западном склоне центральной части Валдайской возвышенности (скв. 509), отложения мстинского интерстадиала залегают под комплексом ледниковых образований крестецкой стадии на глубине 64.7—56.9 м. Здесь они представлены пластичными глинами и горизонтальнослоистыми глинами с прослойками тонкозернистого песка. Под образованиями мстинского интерстадиала в этом разрезе, как указано выше, вскрыты ледниковые и водные отложения более ранних стадий и интерстадиалов валдайского оледенения. Спорово-пыльцевые спектры мстинских отложений довольно однообразны, преобладает пыльца берез, ольхи и ольховника (до 40—50%) при содержании пыльцы сосны до 10, а ели до 5%. Из пыльцы трав преобладает пыльца полыней и маревых, а среди спор — споры зеленых мхов. Здесь отражена только очень небольшая часть межстадиального цикла, включающая слои ms_3 .

Несколько северо-восточнее, на западном склоне Валдайской возвышенности, в 15 км к северу от ст. Боровенка, в древней долине отложения мстинского интерстадиала, вскрыты скв. 10 у дер. Крутца (Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений. . . , 1961). Здесь они встречаются в древней долине притока пра-Мсты под мореной крестецкой стадии на глубине 15 м и представлены тонкозернистыми песками и алевролитами желтовато- и коричневатого цвета с глинистыми слабо гумусированными прослойками. Вниз по разрезу эти отложения сменяются, по-видимому, флювиогляциальными разнотернистыми песками с галькой. Содержание пыльцы ели в оптимуме интерстадиала достигает 32%, резко выражены нижний и верхний максимумы берез, значительно содержание ольхи. Озерно-аллювиальные отложения мстинского интерстадиала в данном разрезе залегают с разрывом на более древней толще, возраст которой не совсем ясен, так как ее палинологическая характеристика не противоречит отнесению ее и к межстадиалу, и к межледниковью. В аналогичных условиях мстинские слои вскрыты и в скв. 64 у дер. Локотско и имеют близкую палинологическую характеристику. Описываемая межморенная толща прослеживается скважинами вдоль западного склона Валдайской возвышенности под крестецкой мореной от шоссе Москва—Ленинград (пос. Миронущка) до ст. Боровенка. Восточнее, близ ст. Угловка, в несколько иных условиях, в древней долине, залегают отложения мстинского интерстадиала, вскрытые в скв. 117 (диаграмма XI). Здесь они встречаются под мореной крестецкой стадии на глубине 8 м. Межморенная толща достигает мощности 62.4 м и включает озерно-аллювиальные отложения, а также подстилающие их флювиогляциальные (вероятно, времени отступления вепсовской стадии). Спорово-пыльцевые спектры этой толщи отражают время климатического оптимума (слои ms_2) и последующее похолодание (ms_3).

В районе г. Новгорода в скв. 2 (дер. Взвод) и скв. 5 (дер. Наволоки) пройдена толща глиен типа ленточных мощностью около 20 м. Спорово-пыльцевая диаграмма позволяет выделить здесь нижне-, средне- и верхне-мстинские слои.

Интересны результаты диатомового анализа этих осадков по скв. 5, произведенного Е. А. Черемисиновой. На глубине 29.5—25.5 м глины содержат богатый комплекс озерных диатомовых, указывающих на форми-

рование осадков в прибрежной зоне довольно холодных озер. С оценкой «часто» здесь определены *Melosira islandica* ssp. *helvetica* O. Müll., *Stephanodiscus astraea* var. *minutica* (Kütz.) Crun, *S. astraea* var. *intermedia* Fr., *Cyrtopleura elliptica* (Breb.) W. Sm. Вышележащая толща немая и содержит лишь единичные обломки диатомовых из порядка *Pennales*.

Гранулометрический состав озерных отложений в этих скважинах (изучен по 5 образцам) следующий: фракция 1.0—0.5 мм составляет 0.04—3.24%; 0.5—0.25 мм — 0.10—8.48%; 0.25—0.10 мм — 0.48—5.32%; 0.1—0.01 мм — 9.64—44.8%; 0.01 мм — 59.32—89.88%. Выход тяжелой фракции колеблется от 0.18 до 0.9%. Содержание рудных минералов изменяется от 21 до 43.4%, роговой обманки — от 10 до 21.4%, циркона — от 6 до 14.4%, эпидота — от 7.4 до 26.0%, граната — 8—10.2%, в некоторых образцах содержание сидерита достигает 10.28%. В легкой фракции кварц преобладает (68.4%). Количество полевого шпата и слюд примерно равное и составляет 11—23%. Наиболее удаленными к северо-западу являются разрезы, изученные Э. Ю. Самметом, в скважинах 4 и 220 в бассейне р. Великой к западу от г. Пскова и разрез скв. 19 в районе пос. Кириши.

Спорово-пыльцевая характеристика мстинского межстадиала неодинакова для всей территории Северо-Запада. Наиболее показательными в этом отношении являются спорово-пыльцевые спектры, отражающие среднюю, оптимальную, фазу межстадиала (слои ms_2), где проявились не только основные черты мстинского межстадиала, но и их локальные различия. Так, оказалось, что спорово-пыльцевые спектры разрезов, расположенных на юге территории в древних долинах, отражают наиболее оптимальные условия. Здесь выше процент участия пыльцы ели (30—40%, дер. Крутец), больше пыльцы мезофильного разнотравья, осок, злаков, а среди споровых часто преобладают папоротники и сфагновые мхи. Эти спектры по своим особенностям приближаются к палинологической характеристике некоторых оптимальных фаз (зоны sm_2 , sm_6) соминского межстадиала.

В Приильменье и в более северных районах палинологическая характеристика оптимальной фазы иная. В спорово-пыльцевых спектрах наблюдается постепенное убывание пыльцы древесных пород и увеличение недревесных компонентов. Так, почти полностью исчезает пыльца ели, тогда как пыльца сосны, а затем сосны и березы становится господствующей. К северу возрастает также количество пыльцы кустарниковых форм берез. В составе пыльцы травянистых преобладает только пыльца растений открытых местообитаний, в первую очередь полыней и маревых. Среди споровых господствуют зеленые мхи.

Плюсские слои (III_{pl}^{pl}). Отложения плюсского межстадиала впервые были выделены Э. Ю. Самметом в 1958—1960 гг. в ряде скважин (15, 17, 22 и др.) при проведении геологической съемки в западной части Ленинградской области (Вигдорчик и др., 1962). В настоящее время условия залегания осадков, вскрытых в перечисленных скважинах, а также их палинологическая характеристика не позволяют отнести их к плюским слоям.

Залегание этих отложений на отрицательных абсолютных отметках говорит о весьма низком (ниже современного) положении базиса эрозии в Балтике во время их аккумуляции, что находится в противоречии с данными о развитии озерных водоемов в лужско-крестецкое время (см. выше).

Спорово-пыльцевые спектры по существу отражают существование приледниковых условий на всем протяжении формирования этих толщ (господство недревесных компонентов, преобладание пыльцы березы, полыней и маревых, среди спор — спор зеленых мхов, а также присутствие пыльцы рода *Ephedra* и спор *Selaginella selaginoides* L. и *Botry-*

chium sp.). Кроме того, резкая пульсация в ходе кривых или же плавный, почти параллельный их рисунок в ряде диаграмм скорее всего указывает на перетолжение пыли и спор.

В настоящее время отложения плюсского межстадиала могут быть выделены лишь в разрезах двух скважин на Валдайской возвышенности: у дер. Крестовой, в верхнем течении р. Поломети (скв. 509), и у оз. Сомино, в центральной части Мстинской впадины (скв. 41).

Скв. 509 вскрыла отложения небольшого озера, располагавшегося в понижении холмистого рельефа крестецкой краевой зоны. В ее разрезе представлена вся последовательность послекрестецких образований: от плюских до голоценовых включительно, причем ритмические изменения природных условий, происходившие на протяжении указанного периода, нашли свое отражение не только в изменении спорово-пыльцевых спектров, но и в смене фаций озерных осадков (диаграмма XII). В разрезе этой скважины плюские слои представлены надморенными озерными осадками, залегающими на озерно-ледниковых отложениях крестецкой стадии на глубине 34.5—40.0 м. Это преимущественно глины коричневого и светло-коричневого цвета с прослоями тонкой светло-серой супеси.

Данные гранулометрического состава указывают на озерное происхождение рассматриваемых отложений. Максимум приурочен к глинистой фракции (< 0.001 мм) и составляет 62%.

Здесь в спорово-пыльцевых спектрах представлен полный межстадиальный цикл, включающий слои pl_1 с преобладанием пыли березы, с незначительным участием сосны и ольхи, господством среди пыли трав пыльца польни, а среди спор — спор зеленых мхов. В слое pl_2 господствует пыльца сосны, несколько меньше ольхи и березы. Примесь ели (до 10—15%) постоянна. Среди трав доминируют осоки и польни. Полное преобладание спор сфагновых мхов. Слои pl_3 характеризуются почти полным господством пыли березы, среди трав — польней, а среди спор — спор зеленых мхов. Единично отмечены *Selaginella selaginoides* и *Botrychium boreale* (Fr.) Milde.

Очевидно, ленточные глины на глубине 32.0—34.5 м частично формировались уже во время лужской стадии.

В разрезе скв. 41 охарактеризованы отложения водоема, более крупного по размерам, занимавшего центральную часть Мстинской впадины. Плюские осадки залегают здесь на крестецкой морене на глубине 14.6—32.2 м (абсолютные отметки 40.0—57.5 м) и представлены переслаиванием тонкозернистых и мелкозернистых песков светло-коричневого цвета, слабо глинистых. Выше трансгрессивно ложатся песчаные глины с редкими включениями гравия и гальки, имеющие лужской возраст. Гранулометрический состав является типичным для озерных отложений (максимум во фракции 0.1—0.01 мм составляет 61%). В спорово-пыльцевых спектрах отражена та же последовательность слоев, что и на диаграмме скв. 509, хотя слои pl_1 и pl_2 выражены менее отчетливо (Котлукова, Буслович, 1967).

Спорово-пыльцевая характеристика оптимальной фазы плюсского межстадиала даже таких сравнительно южных разрезов, как скважины 509 и 41, свидетельствует о субарктическом, холодном, резко континентальном климате, что дает основание говорить о том, что на севере района климат скорее всего был арктическим. Таким образом, отложения, соответствующие плюсскому межстадиалу, в северных районах не могут быть выделены из толщи озерно-ледниковых отложений позднеледникового возраста. Все изложенное выше свидетельствует скорее в пользу межфазиального характера плюских слоев.

Охтинские слои (III^{oh}_{sd}) были выделены Т. В. Усиковой, Е. С. Мясоевой и Ю. Л. Эльхановым в 1963—1965 гг. в ходе крупномасштабной инженерно-геологической съемки г. Ленинграда и его окрестностей.

К охтинским межстадиальным отложениям Т. В. Усикова и Е. С. Малясова относят толщу водных осадков (залегающих между двумя горизонтами морены, верхний из которых они связывают с невской стадией) в пределах Приневской низины и Южковской и Парголово́й возвышенностей. Внутри толщи ими выделяются три крупных литологических комплекса, хорошо выдержанных по простиранию; наиболее мощным является средний комплекс, состоящий из тонких сортированных песков со слоистостью горизонтальной, волнистой, типа знаков ряби, которые вскрываются в обнажениях близ поселков Южки и Токсово.

Этими исследованиями было палинологически изучено более 10 разрезов указанных межморенных отложений. Несмотря на различную спорово-пыльцевую характеристику оптимальной фазы межстадиала, в развитии растительности этого периода авторами выделен обычный межстадиальный цикл, состоящий из фазы приледниковой растительности, фазы сосново-еловых лесов с березой и ольхой и снова фазы приледниковой растительности.

Тогда же Ю. Л. Эльханов считал, что в межморенной толще, залегающей в основании названных возвышенностей, принимают участие отложения какого-то более древнего валдайского межстадиала, а охтинские слои развиты только в пределах Приневской низины.

И. П. Баканова и Е. А. Спиридонова (1967), анализируя условия залегания, литологию и палинологическую характеристику этой толщи, пришли к иным представлениям о ее стратиграфическом объеме и палеогеографических условиях этого интервала. По их мнению, охтинские слои являются лишь частью всей межморенной толщи. Последняя в стратиграфическом отношении включает в себя, помимо охтинских слоев, также озерно-ледниковые отложения лужской и невской стадий.

Сопоставляя палинологические данные, полученные Е. С. Малясовой и др., И. П. Баканова и Е. А. Спиридонова пришли к выводу о том, что спорово-пыльцевые диаграммы межморенных слоев группируются в два типа, резко отличающихся друг от друга по оптимальным фазам.

Первый из них не отличается от оптимумов межстадиалов конца валдайского оледенения (беллинга и др.). Второй же по своим особенностям не мог быть сопоставленным ни с одним из известных тогда межстадиалов. Он отражает условия, переходные от бореальных к атлантическим.

Сейчас установлено, что в указанном районе строение четвертичной толщи еще более сложное, чем это представлялось раньше. Построение геологических разрезов и палеонтологические данные говорят о неоднократных размывах и стратиграфических несогласиях в этом районе. Достаточно сказать, что здесь на одних и тех же абсолютных высотах залегают морские мгинские отложения и континентальные образования: аллередские, охтинские и др.

Новые материалы, приведенные в предыдущих разделах, свидетельствуют о том, что в комплексе отложений валдайского оледенения здесь обнаружены осадки более древних межстадиалов (токсовский и соминский), к которым, видимо, и относится второй тип диаграмм охтинского межстадиала (Баканова, Спиридонова, 1967).

Таким образом, к охтинскому межстадиалу можно отнести лишь отложения со спорово-пыльцевой характеристикой первого типа. В районе Ленинграда они выделяются в разрезах скв. 1470 — у Володарского моста, скв. 12 — пос. Осиновая Роща и скв. 1 — пос. Парголово. Их кровля располагается на отметках от 10 до 50 м.

В скв. 1470 охтинские слои залегают в интервале глубин от 9 до 23.5 м на морене, подстилаемой мгинской толщей. Они перекрыты маломощными ледниковыми отложениями, ледниковыми глинами и супесями и представлены пылеватыми суглинками и супесями буроватого, серого и зелено-

вато-серого цвета, местами горизонтальнослоистыми, с редкими включениями гравия, гальки и валунов. В скважинах 12 и 1 они представлены главным образом пылеватыми и мелкозернистыми сортированными песками желтовато-коричневого цвета и супесями, имеющими мощность около 15—20 м. В обеих скважинах охтинские слои подстилаются мореной и перекрыты озерно-ледниковыми отложениями (скв. 12) и мореной (скв. 1). Мощность охтинских слоев здесь составляет 13—20 м.

Приведенные выше скважины имеют сходную палинологическую характеристику. В спорово-пыльцевых спектрах оптимальной фазы межстадиала господствует пыльца древесных пород, среди которой преобладает сосна (50—90%), довольно много ольхи и березы, причем кустарниковые виды иногда составляют 40% от суммы всех определенных берез. Пыльца ели присутствует постоянно, но содержится в небольшом количестве (от 2—6% в скв. 1 до 20—25% в скв. 12), спорадически в виде единичных зерен встречается пыльца широколиственных пород, часто плохой сохранности. На долю пыльцы травянистых растений приходится не более 30%, причем во всех спектрах господствует пыльца полевой, много злаков и маревых. Редко и в небольшом количестве отмечается пыльца водных и прибрежно-водных растений — *Alisma* sp., *Myriophyllum* sp., *Typha latifolia* L., а также пыльца мезофильного разнотравья. Споры зеленых мхов в спектрах являются господствующими. Среди плаунов присутствуют как лесные, так и тундровые виды. Определены споры *Botrychium boreale* и *Selaginella selaginoides*.

Палинологическая характеристика начальных и конечных фаз существенно ничем не отличается от других межстадиалов, например плюскового. Спорово-пыльцевые диаграммы упомянутых выше скважин были опубликованы (Малясова, Усикова, 1965; Усикова, Малясова, 1965).

На остальной территории охтинские слои установлены пока лишь в скв. 509 близ г. Валдая, где на глубине 30—32 м отмечены слои, вероятно соответствующие по времени формирования охтинским осадкам Балтийско-Ладожской области. Эти отложения залегают между слоями глин и супесей с холодными спектрами, относимыми к лужской стадии и нижнему дриасу.

Позднеледниковые слои (беллинг — III^{bln}_{vd}, аллеред — III^{al}_{vd} и разделяющие их слои нижнего, среднего и верхнего дриаса III^{d₁}_{vd}, III^{d₂}_{vd}, III^{d₃}_{vd}),¹⁴ завершают разрез валдайского горизонта. Позднеледниковые отложения, как правило, представлены озерно-ледниковыми осадками (ленточными глинами, реже песками), залегающими на абсолютных отметках ниже 36—38 м, в пределах Балтийско-Ладожской, Псковско-Чудской и Ильменско-Волховской низин. Их максимальная мощность доходит до 30 м. Значительно реже встречаются озерные и аллювиальные осадки, представленные также кластогенными отложениями. Еще менее развиты болотные отложения. Неоднократно высказывались также предположения о наличии морских позднеледниковых отложений. Этот вопрос долгие годы был предметом острой дискуссии. В свете данных, появившихся в последние годы (Нууррә, 1964, 1966), подвергается сомнению самый факт существования позднеледниковых морских стадий Балтики.

Большинство палеоботанически охарактеризованных разрезов позднеледниковья располагается на Карельском перешейке, в Приневской низине и на побережье Финского залива. За последнее время и в других районах Северо-Запада обнаружены и изучены отложения этого возраста. Так же как в Голландии, Дании и других странах Северной Европы

¹⁴ В данном случае под позднеледниковыми слоями понимаются отложения, залегающие между мореной невской стадии (или ее аналогами в более южных районах) и образованиями голоцена (XII—X зоны Поста—Нильссона, I—III зоны Фибраса).

(Iversen, 1942, 1954; Hammen, 1951; Nilsson, 1964 и др.), в наиболее полных разрезах этого периода могут быть выделены межстадиальные осадки аллереда и беллинга и дриасовые слои. Палеоботаническая характеристика позднеледниковых отложений в пределах Северо-Запада неодинакова, поэтому их описание целесообразно приводить по определенным районам

Позднеледниковые отложения Карельского перешейка, Приневской низины и южного побережья Финского залива изучались еще А. А. Иностранцевым (1910), С. А. Яковлевым (1926), В. Рамсеем (Ramsay, 1928), К. К. Марковым (1931б) и Е. Хюппя (Нууррӓ, 1937). В то время они делились на арктические и субарктические. Позже Г. Н. Лисицина (1959) применила для этого района схему подразделения позднеледниковья на ранний дриас, аллеред и поздний дриас. Дальнейшее усложнение схемы произведено только в последние годы (Малясова, Спиридонова, 1965; Усикова и др., 1967).

В пределах северной части Карельского перешейка изучены отложения беллинга, среднего дриаса, аллереда и верхнего дриаса по колонкам скважин донных осадков нескольких озер (Малясова, Спиридонова, 1965, 1967а; Абрамова и др., 1966; Вишневская, Давыдова, 1967). Часть из этих озер находится на месте переуглубленных погребенных долин, и позднеледниковые отложения в них имеют мощность до 40 м. Другие занимают понижения холмистого ледникового (озера Вишневское и Малое Кирилловское) или сельгового (оз. Глухое) рельефа (табл. 10).

Донные отложения указанных озер представлены органическими и глинистыми илами (отложения голоцена); пластичными, однородными глинами, местами тонкослоистыми и песчаненными, иногда с включением мелкой гальки; ленточными глинами и песками различной крупности. Мощность указанных отложений обычно не превышает нескольких метров.

Нижняя часть донных отложений разрезов оз. Лопата (глубина 7.1—8.0 м), оз. Глухое (глубина 4.5—4.9 м), р. Вуокса у пос. Перевозное (глубина 8.6—10.0 м) датируется беллингским межстадиалом.

В общем составе палинологических спектров доминирует пыльца древесных пород, среди которых господствует сосна (50—70%), в меньшем количестве присутствует пыльца древовидной березы (20—26%) и ольхи (15—20%). Содержание пыльцы ели колеблется от 5 до 20%. Во всех образцах определена пыльца дуба, вяза, липы (в сумме до 4%) и лещины (до 6%). Пыльца трав составляет 30—40%, господствует пыльца полыней, довольно много осок, а в спектрах оз. Лопата и р. Вуоксы у пос. Перевозное 10—20% приходится на долю пыльцы злаков. Из других представителей травянистой растительности встречена пыльца растений степей, солнечных щебнистых склонов, скал, дюн, растений-сорняков, растений, более требовательных к почвенным условиям, а также водных и прибрежно-водных растений. Среди споровых господствуют зеленые мхи, сфагновые (оз. Глухое) и иногда папоротники. Во всех спектрах присутствуют споры таежных и тундровых видов плаунов, единично и не во всех образцах определены споры *Selaginella selaginoides* и *Botrychium boreale*. В спектрах оз. Глухого и пос. Перевозного встречены споры *Equisetum* sp.

Флора этого отрезка времени отличалась исключительным своеобразием — совместным развитием представителей различных растительных зон и разных по экологии видов. Это своеобразие флоры беллинга неоднократно отмечалось многими исследователями (Hammen, 1951; Iversen, 1954; Nilsson, 1964).

Отложения аллереда прослеживаются в разрезах четырех скважин (оз. Лопата, глубина 5.5—6.7 м, оз. Глухое, глубина 2.9—4.1 м, оз. Вишневское, глубина 6.1—6.7 м, р. Вуокса, глубина 4.2—8.4 м). Палиноло-

Корреляция опорных разрезов позднеледниковых слоев, по данным палинологического анализа

Геологический индекс	Палинологические зоны по Посту—Нильссону	Карельский перешеек					Южное побережье Финского залива		Приневская низина						Восточное Приильменье		Центральная часть Валдайской возвышенности			Верхнее течение р. Ловать					
		скважина оз. Лопата	скв. 15	скв. 19	скв. 211	скв. 2470	скв. 12	скв. 689	скв. 23	Лахтинская котловина			обн. 1546	скв. 7	обнажение у пос. Горелово	Колпинское месторождение травертина	скв. 5703	скв. 20	скважина на болоте Тухун	скв. 509	скважина на болоте Куженкинское	обнажение у бывш. дер. Леонovo	скв. 3р	скв. 1	
d_3	X — берез с элементами ксерофитной перигляциальной флоры.	↑	↑	↑				↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑
a_1	XI — сосны и ели с элементами ксерофитной перигляциальной флоры.																								
d_2	XII ^c — берез, на юге с сосной и элементами ксерофитной перигляциальной флоры.																								
bln	XII ^b — сосны с элементами ксерофитной перигляциальной флоры.																								
d_1	XII ^a — берез с элементами ксерофитной перигляциальной флоры.																								

Примечание. Скважина на оз. Лопата (Малысова, Спиридонова, 1965); скв. 15, оз. Глухое, и скв. 19, у пос. Перезовное (Малысова и Спиридоновой, 1967а, 1967б); скв. 211 (1964 г.), дер. Старорусская, к югу от г. Выборга, и скв. 2470 (1964 г.), бухта Ключевская, к югу от г. Выборга, материалы Л. Ф. Соколовой и А. Н. Смирновой; скв. 12, оз. Судачье (Марков, 19316); скв. 689 (1963 г.), южнее г. Ломоносова, материалы А. А. Сенишова и Е. А. Спиридоновой; скв. 23, пос. Новоселки (Усикова и др., 1967); скв. 950, Лахтинская котловина (Желубовская, Ладышкина 1962); скв. 4615, р. Юнтоловна и скв. 4715, Лахтинская котловина (Усикова и др., 1963); обн. 1546, Ленинград, парк Лесотехнической академии (Яковлев, 1926; Малысова, 1960); скв. 7, Усть-Тосненский торфяник (Лалин, 1939); обнажение близ пос. Горелово (Марков, 19316; Лисицына, 1959; Серебрянный и др. 1962); Колпинское месторождение травертина (Бартош, 1963); скв. 5703, болото Невий Мох (Вигдорчик, 1962); скв. 20 (1962 г.), дельта р. Мсты, материалы В. А. Соловьевой и Н. Д. Агаповой; скважина на болоте Тухун (Нейштадт, 1957); скв. 509 (1966 г.), дер. Крестовая, близ г. Валдая, материалы Ф. В. Апсита, Д. Б. Малаховского, Т. И. Казарцевой и др.; скважина на болоте Куженкинское в 7 км выше г. Великие Луки, материалы Х. А. Арсланова, И. П. Бакановой, Д. В. Малаховского, Е. А. Спиридоновой; скв. 3р, пойма оз. Малый Ива; пос. Опухлики (Малаховский, 1967); скв. 1 (1907 г.), пос. Усвяты, материалы Д. В. Малаховского, Е. А. Спиридоновой и Е. С. Малысовой.

гические спектры их в общих чертах сходны со спектрами беллинга. Однако в составе древесных возрастает роль пыльцы березы (*Betula* sec. *Albae*) и ели, в скважине на р. Вуоксе она составляет 34%. Среди пыльцы трав выделяется пыльца тех же групп, при этом увеличивается содержание пыльцы мезофильного разнотравья, много *Rosaceae* cf. *Filipendula* (р. Вуокса). Судя по флористическому составу, климат и растительность этого интервала мало чем отличались от таковых времени формирования отложений беллинга, хотя тундровые элементы здесь, по видимому, играли меньшую роль.

Для дриасовых слоев характерно меньшее участие пыльцы древесных пород (42—62%), значительный процент составляет пыльца трав (до 35%), среди которой господствует полынь. В составе древесных и кустарниковых резко возрастает количество пыльцы березы *Betula* sec. *Fruticosae* и *B. nana*. Почти полностью исчезает пыльца ели и широколиственных пород, встречаемые здесь единичные пыльцевые зерна дуба, вяза и лещины уплощены и недоразвиты. Видовой и родовой состав пыльцы трав беден, по-прежнему господствует пыльца полыни. Среди споровых доминируют зеленые мхи. Отмечены единичные пыльцевые зерна эфедры, споры *Selaginella selaginoides*, *Botrychium boreale*, *Lycopodium pungens*, La Pyl.

Е. М. Вишневской, Р. Н. Джиноридзе, Н. Н. Давыдовой (Вишневская, Джиноридзе, 1967; Вишневская, Давыдова, 1967) в донных отложениях указанных озер была обнаружена богатая пресноводная диатомовая флора, состав которой довольно однороден по всей толще. Доминируют следующие виды: *Melosira arenaria* Moore, *M. distans* var. *lirata* (Ehr.) Bethge, *M. islandica* ssp. *helvetica* O. Müll., *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz., *C. kützingiana* var. *schummanii* Grun., *Eunotia clevei* Grun., *Epithemia hyndmanii* W. Sm., *E. turgida* (Ehr.) Kütz.

Указанные авторы считают, что диатомовая флора поздне- и послеледниковых отложений представляет собой органически единое целое и характеризует холодные, глубокие локальные озера олиготрофного типа. Данные спорово-пыльцевого анализа также косвенно указывают на локальный характер этих озерных бассейнов.

Отложения позднеледниковья палинологически изучены также в районе г. Выборга. В скважинах 2470 и 211 здесь выделяется аллеред, подстилаемый средним дриасом. Эти отложения представлены главным образом супесями и имеют мощность 3—6 м.

К. К. Марковым (19316) в районе устья реки Луги под голоценовой гиттией и торфом оз. Судацье (скв. 12) были обнаружены пески позднеледникового возраста (зоны X—XI, по Посту—Нильсону). Пески вскрыты на глубину всего 0.5 м. Их кровля расположена на абсолютной отметке 2.7 м.

Осадки аллереда, верхнего и частично среднего дриаса озерного генезиса вскрыты также скв. 689 у г. Ломоносова, где под торфяником голоценового возраста залегают пластичные однородные глины мощностью 3.5 м, подстилающиеся озерно-ледниковыми песками. Спорово-пыльцевые спектры здесь занимают как бы промежуточное положение между разрезами Карельского перешейка и Эстонии. В спорово-пыльцевых спектрах скв. 689 меньше пыльцы широколиственных пород, чем в Эстонии, но больше ели, хотя содержание пыльцы последней по сравнению с карельскими разрезами невелико.

Наиболее полный разрез позднеледниковых осадков Приневской низины вскрыт скв. 23, пробуренной у пос. Новоселки близ г. Ленинграда (Усикова и др., 1967).

Надморенная толща представлена главным образом суглинками, имеющими иногда слоистость и чередующимися с прослоями супесей и ленточных глин мощностью от 0.5 до 3 м. Общая мощность позднеледниковых отложений составляет 22 м. Абсолютная отметка устья скважины 11 м.

При анализе спорово-пыльцевой диаграммы всей толщи осадков, вскрытой в скв. 23, обращает на себя внимание некоторая однородность всех спектров, что, возможно, является результатом частичного переотложения (см. раздел «О принципах и методах изучения четвертичных отложений»), а также условий захоронения осадков (некоторое усреднение состава спектров, иногда наблюдаемое в осадках крупных бассейнов). Тем не менее на диаграмме видно увеличение содержания пыльцы сосны и ели в осадках оптимальных фаз аллереда и беллинга по сравнению с образованиями дриасовых периодов. В составе диатомовой флоры преобладают морские и солоноводные виды. Однако почти все они встречены с оценкой обилия «единично». С оценкой «редко» отмечены только споры *Thalassiosira gravida* Cl. и септы *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., которые не разрушаются при переотложении. В осадках присутствуют также переотложенные палеогеновые формы. Все это указывает на то, что диатомовые здесь, вероятно, находятся во вторичном залегании. Они могли быть вынесены из мгинской толщи и из более древних, ныне размытых отложений.

Скв. 6161 в районе ст. Песочная была изучена Р. Н. Джиноридзе и Г. И. Клейменовой (1965а). Скважиной вскрыты следующие отложения: 0.0—1.2 м — торф, 1.2—9.0 м — супесь пылеватая, однородная, которая, по данным спорово-пыльцевого анализа, отлагалась в позднеледниковое время и в аллереде. Были встречены как пресноводные, так и морские диатомовые; последние, как правило, имеют оценку обилия «единично». Только *Thalassiosira gravida* и *Grammatophora oceanica*, хорошо сохраняющиеся при переотложении, встречены с оценкой обилия «редко». Эти виды свойственны водоемам с нормальной морской соленостью и не могли бы обитать в опресненных позднеледниковых бассейнах, существование которых предполагалось в Балтийской котловине. Между тем типичный солоноватоводный вид *Campylodiscus echenis* Ehr. был найден только один раз в виде обломка. Здесь также встречены палеогеновые формы. Все это не исключает возможности переотложения морских диатомовых.

Позднеледниковые отложения Лахтинской котловины изучались неоднократно К. К. Марковым (1931б), Г. Н. Лисицыной (1959), З. В. Яцкевич, К. В. Желубовской и Т. Е. Ладышкиной (1962), Т. В. Усиковой, Г. И. Клейменовой и Р. Н. Джиноридзе (1963) и др. Позднеледниковые отложения, залегающие под осадками пребореального ильдиевского моря, представлены серыми и зеленовато-серыми суглинками и ленточными глинами. Их кровля располагается на абсолютных отметках около 10 м. Максимальная вскрытая буровыми скважинами мощность — 10—15 м.

По палинологическим данным, в позднеледниковых отложениях Лахтинской котловины К. В. Желубовская и Г. И. Клейменова выделяют слои среднего дриаса, аллереда и верхнего дриаса. Однако спорово-пыльцевые спектры всех этих слоев имеют весьма сходный характер, что не позволяет с достаточной уверенностью наметить стратиграфические рубежи.

Диатомовые из отложений позднеледниковья лахтинского разреза изучались Т. Е. Ладышкиной (Желубовская и Ладышкина, 1962) и Р. Н. Джиноридзе (Усикова и др., 1963). Оба исследователя отмечают, что наряду с преобладающими пресноводными формами постоянно присутствуют также морские и солоноватоводные диатомовые. Т. Е. Ладышкина объясняет это незначительным подтоком соленых вод в Балтийское ледниковое озеро. Р. Н. Джиноридзе выделяет горизонт I ильдиевского моря в интервале глубин 21—25 м. Повышенное процентное содержание морских диатомовых объясняется здесь не их обилием, а уменьшением содержания пресноводных форм. По-видимому, и здесь морские диатомовые находятся во вторичном залегании. Доминируют типичные пресноводные виды, свойственные крупным озерам, в частности современным

Ладожскому и Онежскому, что указывает на наличие глубокого пресного бассейна.

Разрез в парке Лесотехнической академии (г. Ленинград) был описан С. А. Яковлевым еще в 1914 г. Здесь в расчистке на уступе террасы, выработанной литориновым морем, на абсолютной отметке около 10 м были обнаружены пески, содержащие листья арктических и субарктических растений: *Betula nana*, *Salix herbaceae* L., *Dryas octopetala* L. На спорово-пыльцевой диаграмме, составленной Е. С. Малясовой (1960), отражено последовательное изменение от дриасовых условий к аллереду. Максимальное содержание пыльцы ели составляет около 40%. В этом разрезе были встречены единичные морские диатомовые, находящиеся во вторичном залегании (Марков, 1931б).

Весьма важное значение для палеогеографии позднеледникового Приневской низины имеет разрез Усть-Тосненского торфяника (Лапин, 1939), где отложения аллереда залегают в основании торфяной залежи и представлены низинным торфом, состоящим главным образом из гипновых мхов. В небольшом количестве встречены сфагнумы *sec. Acutifolia*, *Subsecunda* и *Cymbifolia*, *Sphagnum teres*, осоки *Carex limosa* L. и *C. rostrata*, тростник *Phragmites communis* Trin., пушица — *Eriophorum* sp. Ниже залегают пески и ленточные глины. Это единственное известное в настоящее время на данной территории болото, где формирование современного торфяника началось в позднеледниковое время. К тому же следует учесть и северное положение разреза. Основание залежи располагается на абсолютных отметках от 9 до 12 м. В палинологических спектрах представлены аллеред, верхний дриас и все зоны голоцена (по Посту). В аллереде отмечается преобладание древесных пород, среди которых значительна роль ели и сосны (до 20—30%); некоторое участие принимает пыльца травянистых растений, в первую очередь «ив» — полыней.¹⁵ В спектрах верхнего дриаса существенно возрастает значение пыльцы травянистых и спор; среди пыльцы древесных пород господствует пыльца берез (до 60—90%). С. С. Лапиным среди песчаных прослоев ленточных глин в том же районе (у дер. Рождественской) были обнаружены растительные остатки: корешки *Carex lasiocarpa* Ehrh. (много), *Drepanocladus fluitans* (много), *Meesea* sp., хвоя сосны, листья и плоды *Betula nana*, листья *Vaccinium uliginosum* L., древесина ивы, кора березы, плоды *Potamogeton*, а также животные остатки.

Не менее важен для этого района и разрез гореловского погребенного торфяника, открытого и впервые описанного К. К. Марковым (1931б) и вторично изученного Г. Н. Лисицыной (1959). Торфяник имеет мощность всего около 0.3 м, он покрыт мелкозернистым песком, переходящим ниже в серую илистую глину. Общая мощность перекрывающих осадков составляет всего около 1 м. Абсолютная отметка этого разреза близка к 22—24 м. Указанными авторами торфяник датировался временем аллеред. Впоследствии для этого разреза была получена радиоуглеродная датировка $12\,150 \pm 390$ лет (МО-390), которая дает основание отнести накопление торфа к беллингу.

Следует упомянуть также разрез Колпинского месторождения травертина, где на глубине 4.2—6.0 м под слоем пресноводной извести Т. Д. Бартош описаны озерные глины. Пыльцевые спектры (к сожалению, на диаграмме, составленной Л. Аузане, не показано соотношение пыльцы трав) свидетельствуют о принадлежности этой части разреза к X—XI зонам, последние разделяются по соотношению древесных пород и трав, а также увеличению содержания сосны в XI зоне (до 50%).

¹⁵ На первых этапах развития палинологического анализа пыльцу полыней принимали за пыльцу ив.

Позднеледниковые отложения известны также в Восточном Приильменье. Так, в скв. 20, пробуренной в дельте р. Мсты, под озерно-аллювиальными песками на глубине 8 м залегает темно-бурый гипновый, хорошо разложившийся торф мощностью 1.2 м. Он подстилается 2-метровой толщей ленточных глин, широко развитых в этом районе, содержащих пыльцу и споры в небольшом количестве или единично.

Спорово-пыльцевые спектры прослой торфа неодинаковы. В нижней части в общем составе преобладает пыльца древесных пород, среди которой наряду с пыльцой березы в значительном количестве встречается пыльца ели (до 25%) и сосны (до 30%).

В составе травянистых растений, кроме полыней и маревых, много осок и злаков. Среди споровых абсолютно господствуют зеленые мхи, единично встречены *Selaginella selaginoides* и *Equisetum* sp. В верхней части слоя заметно увеличивается роль недревесных компонентов, а из древесных пород в спектрах по существу присутствует только пыльца берез. Среди трав по-прежнему доминируют полыни, много маревых, единична *Ephedra* sp. Состав споровых растений тот же, что и в верхней части слоя.

Судя по результатам палинологического анализа, нижняя часть торфяника образовалась в сравнительно благоприятных климатических условиях, отвечающих периоду межстадиального потепления, тогда как спорово-пыльцевые спектры из верхней части фиксируют похолодание климата, выразившееся в уменьшении облесенности территории и увеличении роли арктических элементов флоры, что, по-видимому, соответствует дриасовому периоду.

Стратиграфическое положение погребенного торфяника говорит о его позднеледниковом возрасте, а материалы спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о принадлежности его скорее в беллингу, чем к аллереду.

В основании крупных водораздельных торфяников Валдайской возвышенности — болота Тухун близ г. Боровичей (Нейштадт, 1957), Семгинское, у ст. Анциферово (Марков, 1931б) и Куженкино, в 12 км к юго-западу от ст. Бологое, а также на Приильменской низине [болото Невий Мох, в 30 км к юго-востоку от пос. Крестцы (Вигдорчик, 1962)] — обнаружены озерные глины и сапропели мощностью не более 1 м. Отложения эти, имеющие, по данным спорово-пыльцевого анализа, аллередский возраст, подстилаются мореной или озерно-ледниковыми осадками. Наиболее выразительной является диаграмма разреза торфяника Куженкино, где представлены аллеред и верхний дриас. В отличие от северных разрезов в спектрах аллереда заметно возрастает участие ели, которая составляет 40—50%. Сосна и береза присутствуют в количестве 20—25% (диаграмма XIII).

Среди толщ перигляциальных озерных отложений, залегающих на крестецкой морене в упоминавшейся ранее скв. 509 близ г. Валдая, также могут быть выделены описываемые позднеледниковые осадки. Подстилаются они отложениями охтинского межстадиала, перекрыты современными озерными отложениями. Они залегают на глубине 9—30 м и представлены глинами, супесями и песками. Спорово-пыльцевая характеристика этого интервала (диаграмма XII) в целом аналогична описанным выше разрезам и позволяет выделить здесь слои беллинга, аллереда, а также дриасовые.

Описываемые ниже разрезы позднеледниковых отложений находятся на юге территории в верхнем течении р. Ловати. Первый из них был обнаружен А. А. Алейниковым в 1934 г. на левом берегу р. Ловати у дер. Леоново в 7 км выше г. Великие Луки. Первые палеоботанические исследования были проведены К. И. Солоневичем (1938). Им определялись не только макроостатки, но и пыльца и споры. Однако извлечь

последние из породы удалось только в интервале глубин от 3 до 6 м, выше 3 м были обнаружены только единичные формы. На спорово-пыльцевой диаграмме, построенной К. И. Солоневичем, показано лишь содержание пыльцы древесных пород.

Наибольший интерес представляет ископаемая флора, определенная по макроостаткам, которая насчитывает 36 видов наземных и водных высших растений и мхов. В ботанико-географическом отношении эта флора представляет смешение сравнительно теплолюбивых (единичные зерна липы), бореальных (в основном водные и прибрежноводные растения) и высокоарктических видов. Наибольшая масса растительных остатков принадлежит субарктическим видам, в первую очередь *Betula nana*.

Позже, в 1963 г., это обнажение изучалось Н. С. Чеботаревой, отобравшей с глубины 4.7 м образец, содержащий растительные остатки, для определения абсолютного возраста. Радиоуглеродная датировка этого образца оказалась равной $12\,430 \pm 400$ лет (МО-374). По данным Р. Ф. Федоровой, захоронение растительных остатков происходило в условиях арктического климата (Верхний плейстоцен, 1966).¹⁶ Несколько позже Т. Д. Колесниковой был произведен повторный карпологический анализ этого разреза, несколько дополнивший сведения, полученные К. И. Солоневичем.

В 1967 г. тот же разрез изучался Х. А. Арслановым, И. П. Бакановой, Д. Б. Малаховским и Е. А. Спиридоновой.

Расчисткой были вскрыты аллювиальные отложения (слагающие, видимо, не выраженную в рельефе террасу), причлененные к коренному берегу р. Ловати, сложенному мореной крестецкой стадии.

Отложения представлены 8.5-метровой толщей песков различной крупности зерна с прослойками гравия, гальки, а также супеси и глины, встречающиеся главным образом в нижней части разреза. В песках наблюдается косая и горизонтальная слоистость, кроме того, отдельные слои наклонены в сторону реки, что объясняется причленением аллювиальной толщи к крутому склону, сложенному мореной. В супесях и глинах встречаются растительные остатки и макрофауна. У уреза реки в шурфе вскрыта морена того же возраста.

Палинологическая характеристика разреза бывш. дер. Леоново довольно сложная. Эта сложность определяется не только неоднократным изменением состава спорово-пыльцевых спектров, но и различной насыщенностью образцов пылью и спорами. Так, в образцах из глин и супесей с растительными остатками пыльцы много, она хорошей сохранности, тогда как в грубозернистых песках ее мало, причем и видовой состав обнаруженных форм беден. Интересно отметить, что смена литологии и палинологических спектров чаще всего синхронны, иногда изменения в составе спектров несколько опережают перемену в литологии (диаграмма XIV).

Непосредственно выше морены в толще алевритов, содержащих растительные остатки, и разнородных песков в верхней части с гравием и галькой, в интервале глубин 8.6—7.5 м, выделяется, по палинологическим данным, законченный межстадиальный цикл, где в оптимуме пыльца сосны составляет до 90%.

Выше с размывом залегает глина мощностью 0.6 м также с растительными остатками и раковинами пресноводных моллюсков. Во всех спорово-пыльцевых спектрах этого интервала господствует пыльца хвойных, сначала ели (до 30%), а затем сосны, которая составляет 50—80% от суммы пыльцы древесных. Среди пыльцы трав велико участие осок, злаков, а также польней. В значительном количестве присутствуют споры зеленых мхов и папоротников.

Глины сменяются вверх по разрезу глинистой супесью серого цвета, тонкослойной, содержащей маломощные прослой торфа и остатки дре-

¹⁶ Спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза до сих пор не опубликована.

весины. Мощность этого прослоя 0.4 м. На ней залегают толща мелкозернистых песков, в верхней части содержащая гравий и редкую гальку. На глубине 5.5—5.7 м отмечен прослой супеси с растительными остатками. В интервале глубин 6.4—4.6 м состав палинологических спектров неоднократно меняется как по общему составу, так и по соотношению пыльцы древесных пород (сосны и березы), а также трав. Обращает на себя внимание непостоянство размеров и морфологических признаков пыльцевых зерен сосны, большая часть из них недоразвита и имеет размеры меньше обычных. Все это отличает пыльцевые спектры этого интервала от ниже и выше лежащих.

На глубинах 4.6—3.6 м залегают разнозернистые (преимущественно средне- и крупнозернистые) пески с прослоями гравия. На глубине 3.6—3.7 м отмечен прослой голубовато-серой супеси. В спектрах изученных образцов преобладает пыльца сосны (до 70%), пыльца берез, ели и ольхи присутствует в количестве 10—15%. В спектрах отсутствует пыльца *Betula nana*. Среди травянистых уменьшается количество полыней и маревых. Выше залегают песчаная толща, сменяющаяся у бровки обнажения прослоем тонкой коричневатой-бурой глины. Пески содержат пыльцу и споры в небольшом количестве, последние нередко имеют плохую сохранность, особенно в нижней части толщи. В нижних слоях этого горизонта господствует пыльца сосны, которая выше сменяется ольхой, а затем сосной и елью. Единично присутствует пыльца широколиственных пород. В. П. Денисенковым на глубине 1.4—2.0 м определена кора *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn. В двух нижних образцах среди трав преобладает пыльца полыней, выше — мезофильное разнотравье. По данным спорово-пыльцевого анализа, эта толща формировалась в послеледниковое время.

Кроме приведенной выше датировки, Х. А. Арслановым получены новые данные по абсолютному возрасту образца ЛУ-24 (торф с древесиной) с глубины 6.0—6.4 м, равному 11840 ± 140 лет, а также образца ЛУ-25 (древесина) с глубины 8.15—8.38 м, возраст которого составляет $12\,330 \pm 250$ лет.

Таким образом, сопоставление датировок говорит о том, что верхний из образцов (МО-374) имеет наиболее древний возраст. Все это, видимо, свидетельствует о загрязнении образцов асинхронным углеродом.

Поскольку вся аллювиальная толща причленена к мерене крестцовой стадии, а верхняя ее часть, по данным спорово-пыльцевого анализа, датируется голоценом, время формирования аллювиальной толщи с глубины 3.6 м относится к позднеледниковью (в широком смысле слова), что подтверждается и порядком цифр абсолютного возраста, несмотря на всю их противоречивость. Вместе с тем на диаграмме фиксируются признаки трех потеплений межстадиального типа. Первое из них можно сопоставить с плюсском или охтинским межстадиалом (межфазиалом), среднее — с беллингом и верхнее — с аллередом.

Отложения аллереда среднего и верхнего дриаса вскрыты скважиной 3, пробуренной на пойме оз. Малый Иван вблизи пос. Опухлики к северо-востоку от г. Невеля. Здесь под озерным мергелем голоценового возраста на глубине 1.3 м залегают алевроиты мощностью около 1 м, сменяющиеся вниз по разрезу разнозернистыми песками, вскрытыми до глубины 3.0 м. На спорово-пыльцевой диаграмме (Малаховский, 1967) хорошо заметен максимум пыльцы ели, достигающий 50%, выше и ниже которого возрастает содержание пыльцы сосны и берез. Состав пыльцы трав обычен для позднеледниковых отложений, где господствует пыльца полыней.

Позднеледниковые отложения изучены также на самом юге территории у пос. Усвяты. Здесь на пойме одноименного озера была пробурена скважина, разрез которой приводится ниже:

- | | |
|--|--------------|
| 1. Торф черный и бурый, супесь глинистая, темно-коричневая, пластичная, заторфованная. Контакт с выше- и нижележащим слоем постепенный . . . | 0—0.45 м. |
| 2. Торф черный, рыхлый, с остатками древесины и отдельными валунами кристаллических пород диаметром 10—15 см на контакте с вышележащим алевролитом . | 0.45—1.45 м. |
| 3. Алевролит голубовато-зеленовато-серый, пластичный, влажный, с остатками древесины и обломками раковин пресноводных моллюсков | 1.45—2.0 м. |
| 4. Алевролит светло-коричневый, с голубоватыми пятнами, тонкослойный | 2.0—2.9 м. |
| 5. Алевролит, аналогичный вышеописанному, несколько более песчаный, с растительными остатками (веточки) | 2.9—3.4 м. |
| 6. Песок мелкозернистый, коричневатого-серый, полевошпатово-кварцевый, однородный, влажный (плывун), с единичными растительными остатками | 3.4—4.5 м. |

Верхняя часть разреза изучалась раньше в связи с археологическими раскопками (Долуханов, Микляев, 1967).

Палинологическим методом по скважине у оз. Усвяты, кроме голоцена, изучены были и осадки позднеледниковья (диаграмма XV). Этот разрез оказался очень интересным в палинологическом отношении, видовой состав ископаемой флоры богат, здесь обнаружены виды растений, очень редко встречающиеся в позднеледниковых отложениях Северо-Запада.

По палинологическим данным, вся изученная позднеледниковая толща четко подразделяется на три группы спектров. Первая выделяется с глубины 1.5 до 2.0 м, вторая — с 2.0 до 3.4 м и третья — с 3.4 до 4.5 м. Первая группа спектров характеризует отложения аллереда. Здесь в общем составе спорово-пыльцевых спектров господствует пыльца древесных пород, хотя значение трав и спор довольно значительно. Среди древесных постоянно преобладает ель, довольно много сосны, пыльца других пород содержится в меньшем количестве, из берез доминирует кустарниковая и кустарничковая формы, хотя значительно участие и *Betula sec. Albae*. Постоянно присутствует пыльца широколиственных пород (3—5%), орешника (до 10%). Единично определена пыльца *Salix*, в конце интервала обнаружена пыльца *Hippophaë rhamnoides*, Т. Д. Колесниковой с глубины 1.7 м определена шишка *Picea abies* (L.) Karst. Разнообразен состав травянистых растений; кроме пыльцы полыней постоянно в спектрах присутствует пыльца злаков, маревых и осок. Из разнотравья чаще других определены различные виды сложноцветных и зонтичных, тогда как гвоздичные и лютиковые обнаружены единично. Пыльца водных и пресноводных растений представлена *Typha latifolia* L., *Myriophyllum* sp., *Alisma* sp., *Potamogeton* sp., *Sparganium* sp., *Polygonum amphibium* L., *Nymphaea* sp., *Nuphar* sp., *Trapa natans* L. Т. Д. Колесниковой определены семена *Potamogeton filiformis* Pers. Из споровых во всех спектрах преобладают зеленые мхи. На глубине 1.5 м встречена одна спора *Osmunda cinnamomea* L. хорошей сохранности. Образование второй группы спектров связано со временем среднего дриаса.

Количественное соотношение отдельных древесных пород изменяется, хотя в общем составе значение последних по-прежнему велико, что отличает данный разрез от более северных. Так, содержание пыльцы ели в спектрах становится незначительным, тогда как роль пыльцы сосны и кустарниковой березы заметно возрастает. В каждом образце 3—4% от суммы пыльцы древесных пород составляет пыльца *Hippophaë rhamnoides* L., столь характерная для позднеледниковья Западной Европы и почти неизвестная на Северо-Западе. Состав травянистых также меняется — возрастает количество пыльцы растений семейства *Ericaceae* типа *Calluna* (4—5%) и рода *Helianthemum*.

Т. Д. Колесниковой на глубине 2.15—2.4 м определена мегаспора *Selaginella selaginoides*.

С глубины 3.4 м характер спорово-пыльцевых спектров меняется, снова среди пыльцы древесных пород заметно возрастает участие ели, хотя в отличие от спектров аллереда здесь велика и роль сосны.

Среди пыльцы берез преобладает *Betula* sec. *Albae*. Пыльца *Hippophaë rhamnoides* присутствует в том же количестве, что и в предыдущем интервале. Видовой состав травянистых растений здесь также достаточно богат, постоянно, кроме осок, полыней, злаков и маревых, присутствует пыльца различных видов сложноцветных, гвоздичных. Единично отмечена пыльца *Ephedra* sp., *Helianthemum* sp., а также водных растений *Myriophyllum* sp. и *Trapa* sp. Из спор попеременно господствуют споры зеленых мхов и папоротников.

По-видимому, описанные выше спектры относятся к межстадиалу беллинг.

Современные (голоценовые) отложения

Голоценовые отложения на рассматриваемой территории распространены повсеместно, но, за исключением болотных осадков, занимают значительно меньшую площадь по сравнению с образованиями плейстоцена. Они представлены следующими основными генетическими типами: аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными, болотными, эоловыми и морскими. Остальные группы современных осадков (химические, элювиально-делювиальные, пролювиальные, техногенные и др.) имеют очень ограниченное распространение.

Изученность голоценовых отложений весьма неравномерна. Наиболее детально исследованы морские и болотные осадки, а в последние годы отложения крупных озерных бассейнов территории.

За нижнюю границу голоцена в настоящей работе принимается начало отступания материкового ледникового покрова от основной гряды Сальпауселькя (около 10 200 лет назад, считая с 1900 г.). В истории развития растительности этот стратиграфо-хронологический рубеж в основном соответствует границе между X и IX пыльцевыми зонами по схеме Поста-Нильссона (между IV и III зонами по схеме Ф. Фирбаса). Вследствие различий физико-географической обстановки в целом на рассматриваемой территории нижняя граница голоцена, определяемая по палинологическим данным, в абсолютном летоисчислении не одновозрастна. В южной части территории Псковской области физико-географические условия, характерные для голоцена, сложились около 10 тыс. лет назад, а на Карельском перешейке на несколько сотен лет позднее. Таким образом, нижняя граница голоцена, датированная только палинологически, является скользящей во времени. С другой стороны, исчезновение элементов перигляциальной растительности и фауны на северо-западе Русской равнины происходило значительно позднее, во времени исчезновения скандинавского материкового ледникового покрова.

Стратиграфическое расчленение послеледниковых отложений дается ниже по комплексу палинологического, геоморфологического и радиоуглеродного методов. Путем увязки палинологических и радиоуглеродных данных автором была разработана методика определения абсолютного возраста голоценовых осадков по результатам изучения их спорово-пыльцевого состава (Геология четвертичных отложений. ..., 1967, стр. 147), позволяющая дать для рассматриваемой территории расчленения голоцена (табл. 11).

Фактическим материалом для данной схемы послужили палинологические исследования более 400 разрезов отложений разнообразного

Продолжительность климатических стадий голоцена

Стратиграфические подразделения	Пыльцевые зоны, по Посту—Нильссону	Климатические стадии	Абсолютный возраст	
			юго-восток Псковской и Новгородской областей	Карельский перешеек и север Ленинградской области
Верхний голоцен (Н ₃).	I ^a , I ^b , II	Субатлантическая	2400—0	2500—0
Средний голоцен (Н ₂).	III	Суббореальная	3700—2400	3900—2500
Нижний голоцен (Н ₁).	IV, V, VI	Атлантическая	7000—3700	6700—3900
	IX	Пребореальная	10200—9400	9600—8800

состава и генезиса из различных пунктов и данные почти 70 определений абсолютного возраста по С¹⁴.

Сведения о мощности, литологии, палинологической характеристике и абсолютном возрасте опорных разрезов осадков голоцена приведены на табл. 12. Выделение пыльцевых зон производилось по маркирующим пыльцевым уровням, однотипным для подавляющего большинства изученных разрезов. Такими являются: пребореальный максимум березы (IX пыльцевая зона Поста—Нильссона), бореальный максимум сосны (VIII зона), начало широкого послеледникового развития ольхи (VII зона), атлантический нижний максимум ольхи и минимум сосны (VI зона), максимум широколиственных пород, главным образом липы (V зона), атлантический верхний максимум ольхи и минимум сосны (IV зона), суббореальный максимум ели (III зона), субатлантический минимум ели и максимум сосны (II зона), субатлантический максимум ели (зона I^b), общее увеличение березы (зона I^a).

Палинологическая характеристика опорных разрезов, наиболее типичных для различных участков территории, дана на табл. 12.

Все современные отложения территории подразделяются на две большие группы: образования Балтийского моря и континентальные осадки. Первые распространены только в узкой полосе вдоль современной береговой линии Финского залива и наиболее детально изучены.

Отложения послеледниковых стадий Балтийского моря. В эту группу входят осадки следующих основных стадий развития Балтики: пребореального ильдиевого моря, анцилового озера, литоринового и лимникового морей и современные (мидиевые) образования.

Отложения пребореального ильдиевого моря достоверно установлены лишь в приустьевой части р. Луги и в районе г. Ленинграда, повсеместно на низких абсолютных отметках, от —11 до +2 м. Как правило, они перекрыты более молодыми осадками Балтики.

Наиболее полно ильдиевые отложения изучены в районе Лахтинской котловины к северу от Ленинграда (Марков, 1931б; Усикова и др., 1963; Джиноридзе и Клейменова, 1965б). В приустьевой части р. Каменки отложения выходят на поверхность, погружаясь отсюда в сторону центральной части котловины до —7 м. Они представлены супесями и суглинками с гнездами и прослоями пылеватого песка в основании разреза с редкими разложившимися растительными остатками. Максимальная мощность осадков достигает 9.5 м при средней мощности около 4.5 м. Местами в суглинках встречаются линзы и прослои песков, супесей и погребенного торфа

мощностью до 0.2 м. В восточном направлении, в сторону бывшей береговой линии бассейна, наблюдается смена суглинков супесями и песками при уменьшении мощности осадков до 1.5—2 м.

По спорово-пыльцевому и диатомову составу (Джиноридзе и Клейменова, 1965б) осадки Лахтинской котловины соответствуют пяти фазам в истории развития иольдиевого моря. Отложения I фазы (мощностью до 5.5 м) относятся ко времени регрессии Балтийского ледникового озера. В составе диатомовых водорослей, как и в подстилающих озерно-ледниковых осадках, доминируют пресноводные и пресноводно-солонатоводные формы при участии небольшого количества единичных солонатоводных и морских видов (в количестве от 10 до 30%). В спорово-пыльцевом составе осадков наблюдается абсолютное господство пыльцы сосны и березы, в том числе карликовой.

Отложения II фазы (мощностью около 1 м) соответствуют трансгрессии. В этот период господствующими стали галофильные и солонатоводные формы диатомей: *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz., *Diploneis smithii* (Breb.) Cl., *Campylodiscus echeneis* Ehr., а также пресноводно-солонатоводные виды в количестве до 60—65%.

Судя по видовому составу диатомовой флоры, осадки накапливались в опресненной прибрежной полосе моря. Для спорово-пыльцевых спектров отложений характерно почти полное отсутствие других видов древесных пород, кроме сосны и березы.

Отложения III фазы (мощностью до 1 м) характеризуются наличием многочисленных песчаных линз и растительных остатков. Они сформировались в течение кратковременной регрессии и опреснения бассейна. В это время содержание солонатоводных форм падает до 10%, а пресноводно-солонатоводных поднимается до 65—67%. Палинологический состав осадков характеризуется падением кривой пыльцы сосны при увеличении березы и некотором участии ольхи.

Отложения IV фазы (мощностью до 2—2.3 м) можно отнести ко времени новой трансгрессии (увеличение солонатоводных форм до 36%). Среди морских и солонатоводных форм преобладающими становятся *Diploneis smithii*, *Campylodiscus echeneis*, *Gyrosigma attenuatum* (Kütz.) Rabenh. и *Cymatopleura elliptica* (Breb) W.Sm, т. е. формы, характерные для стадии эхенеис в Фенноскандии. В спорово-пыльцевом составе осадков наблюдается резкое преобладание пыльцы березы над сосной.

Осадки V фазы представлены супесями и погребенным торфом (общей мощностью до 1.7 м), свидетельствующими о новой регрессии бассейна до полного его осушения. Отложения частично уничтожены последующей анциловой трансгрессией. В составе диатомовой флоры наблюдается абсолютное преобладание пресноводных форм при общем резком увеличении количества экземпляров. Указанная фаза приурочена ко времени абсолютного максимума пыльцы березы, имевшего место в рассматриваемом районе около 9 тыс. лет назад.

Перечисленные фазы хорошо соответствуют основным этапам в истории развития иольдиевого моря, установленным на территории Фенноскандии, вплоть до совпадения абсолютного возраста (около 9 тыс. лет) в кровле иольдиевых отложений в Швеции у г. Карлсруна (Fromm, 1963).

Другим районом развития иольдиевых отложений является бассейн нижнего течения р. Луги в районе озер Хаболовского и Судачьего. Здесь они залегают на ленточных глинах, имеют мощность до 1.5 м и представлены мелкозернистыми песками с примесью растительных остатков. В кровле отложений на абсолютных отметках не выше 2 м нередко наблюдается слой древесного торфа мощностью до 0.2 м.

По составу диатомовой флоры и характерному максимуму березы на спорово-пыльцевых диаграммах отложения сопоставляются с образо-

ваниями IV и V фаз развития иольдиевого бассейна в районе Лахтинской котловины.

Отложения анцилового озера прослеживаются вдоль берегов Финского залива на максимальных абсолютных отметках от 30 м в районе г. Выборга и 28 м близ п. Советского. В окрестностях г. Ленинграда и к западу от него абсолютные отметки кровли осадков не превышают 5—6 м, поднимаясь только на Курголовском полуострове до высоты 18 м над ур. м.

В Принарвской низменности и в Ковашской впадине отложения имеют мощность не более 5 м и представлены супесчано-глинистыми образованиями с растительными остатками. На отдельных участках преобладают также мелкозернистые пески с прослоями глин. В составе диатомовой флоры доминируют пресноводные виды из рода *Melosira*. Представители морских и солоноватоводных форм единичны.

В нижнем течении р. Невы и в восточной части акватории Финского залива отложения мощностью от 0.3 до 6.5 м развиты на абсолютных отметках от 5 до —6 м. (Усикова и др., 1963). Представлены они главным образом мелкозернистыми и пылеватыми песками с примесью гравийно-галечного материала, реже супесями и суглинками с растительными остатками и линзами погребенного торфа. Местами встречаются характерные моллюски *Ancylus fluviatilis* Müll. В комплексе диатомовой флоры присутствует небольшое количество типичных анциловых форм — *Melosira arenaria* Moore, *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl., *Achnanthes oestrupii* (A. Cl.) Hust., *A. calcar* Cl. и др., а в верхней части разреза — единичные морские виды: *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., *Cocconeis scutellum* Ehr. и др. Возможно, это обстоятельство, а также наличие прослоев торфа свидетельствует о существовании двух фаз в развитии анциловой трансгрессии, установленных на юго-восточном побережье Швеции (Серебрянный, 1965б).

На северо-восточном побережье Финского залива и в долине р. Вуоксы отложения мощностью до 3 м имеют преимущественно песчаный состав и обедненный видовой состав диатомей.

Нередко анциловые отложения отделены от перекрывающих их литориновых осадков слоем торфа мощностью до 0.5 м. Абсолютный возраст его на правом берегу р. Нарвы составляет 7370 ± 260 лет (Ле-13).

Спорово-пыльцевой состав анциловых осадков характеризуется максимумом пыльцы сосны, падающим повсеместно на нижнюю часть разреза.

Отложения литоринового моря распространены на абсолютных отметках от 6—7 м вдоль глинта до 14 м на Курголовском полуострове, 8—9 м в районе г. Ленинграда и далее в северо-западном направлении до 23 м в районе г. Выборга.

Отложения залегают трансгрессивно на анциловых или более древних образованиях. Максимальной мощности, до 13.6 м, отложения достигают в районе г. Ленинграда, где они представлены гумусированными голубоватыми и серыми песками, супесями и суглинками, местами с включениями вивианита и с выдержанным по простиранию прослоем торфа в середине толщи.

К западу от Ленинграда мощность литориновых отложений не превышает 10.5 м. Представлены они в основном песками от гравелистых до мелкозернистых пылеватых, реже супесями или суглинками с гумусированными растительными остатками. Отложения береговых фаций сложены гравийно-мелкогалечным материалом мощностью до 3—4 м.

Почти повсеместно в литориновых отложениях встречается богатый и разнообразный комплекс диатомовых водорослей (до 280 видов). Максимальное количество морских и солоноводных видов (от 70 до 83%)

наблюдается в районе оз. Судачьего, на остальной территории они составляют от 10 до 40%. По литологии и распределению диатомей можно выделить осадки двух трансгрессивных фаз литоринового моря. Для первой фазы характерно преобладание солоноватоводных форм: *Melosira moniformis* (O. Müll.) Ag., *Navicula peregrina* Ehr., *Nitzshia circumscuta* (Bail.) Grun., *Surirella striatula* Turp. и др. Осадки второй фазы отличаются присутствием значительного количества эстуарных видов: *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.), *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl. и др.

По материалам спорово-пыльцевого анализа и определениям абсолютного возраста первая фаза относится к началу атлантического времени (около 7000 лет назад), а вторая, максимальная, — ко времени около 5400 лет назад (V пыльцевая зона Поста—Нильссона). Регрессивные фазы литоринового моря представлены лагунными образованиями — диатомовыми илами и супесями мощностью до 8.5 м. Они залегают в виде крупных линз протяженностью до 7—8 км и местами имеют промышленное значение (нижнее течение рр. Нарвы и Луги). По палинологическим данным, максимальная регрессия литоринового моря относится к суббореальному времени. Для лагунных осадков характерно постепенное увеличение (до 50%) пресноводных и пресноводно-солоноватоводных видов диатомовой флоры.

В литориновых отложениях Ленинградской области встречаются раковины *Littorina littorea* L., *Cardium edule* L., *Mytilus edulis* L., *Unio tumidis* (L.), плоды *Trapa natans* (L.), кости рыб и орудия труда первобытного человека. Последние относятся к расцвету мезолитической и началу неолитической культур (Долуханов и др., 1967).

Отложения лимниевой стадии распространены вдоль современных берегов Финского залива в виде узких (0.3—3 км) полос ниже абсолютных отметок 6—8 м, отграниченных обычно береговыми валами от более древних осадков. Мощность отложений колеблется от 0.5 до 3 м, достигая в береговых валах 6 м. Представлены они разнородными образованиями от разнозернистых песков до глин и суглинков с неравномерным содержанием органического материала и остатками раковин моллюсков *Radix ovata* (Drap.), *Cardium edule*, *Macoma baltica* (L.), *Limnaea stagnalis* (L.), *Unio* sp. и др. Во многих местах по южному побережью Финского залива отложения лимниевой стадии ложатся на торфяники, образовавшиеся во время регрессии литоринового моря, что свидетельствует о трансгрессивном характере начальной фазы лимниевой стадии.

В составе диатомовой флоры количество морских и солоноватоводных форм не превышает 20—22%. Из характерных видов наиболее часты *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz., *Cocconeis pediculus* Ehr. и др. По палинологическим данным, максимум трансгрессии совпадает с суббореальным максимумом ели (около 3500 лет назад).

Современные отложения Балтийского моря на рассматриваемой территории литологически не отличаются от подстилающих их лимниевых осадков. Они выделяются только по находкам раковин *Mya arenaria* L. и субатлантическим спорово-пыльцевым спектрам. Мощность осадков невелика, не более 2—2.5 м. Признаки так называемой мидиевой трансгрессии в описываемом районе отсутствуют, и с конца суббореального времени наблюдается общая постоянная регрессия моря.

Континентальные отложения. К современным континентальным образованиям относятся золотые, озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные, болотные, химические и другие менее широко распространенные осадки.

Эоловые отложения. Основной областью их развития является побережья Финского залива, Ладожского, Псковского и Чудского озер, а также участки распространения прибрежных образований многочисленных приледниковых бассейнов.

Все эоловые образования представлены хорошо отсортированными мелкозернистыми желтовато-серыми песками. По сравнению с материнскими породами они характеризуются лучшей сортировкой, уменьшением среднего размера зерен, лучшей окатанностью и местами матовой штриховкой. Отложения бедны пылью и спорами, поэтому датировка их возраста дается обычно по присутствию песчаных зерен в близлежащих палинологически охарактеризованных торфяниках.

Раннеголоценовые отложения имеют ограниченное развитие. Они встречаются на отдельных водораздельных участках близ городов Тихвина, Пскова, Луги, Сланцев, Кингисеппа и на Карельском перешейке близ пос. Первомайский. Мощность осадков, сгруппированных в валообразные дюнные гряды и массивы, колеблется от 2 до 10 м.

Среднеголоценовые эоловые отложения достоверно не установлены. Небольшим распространением пользуются эоловые накопления, образовавшиеся в суббореальное время. На побережье Финского залива они образуют небольшие изолированные дюнные гряды или более крупные массивы в пределах береговых валов позднеголоценовых стадий Балтийского моря. Наиболее крупные эоловые накопления встречаются вдоль берегов Нарвского и Копорского заливов, где дюнные гряды достигают высоты 15—20 м (возвышенность «Чертова гора» и др.). Севернее Ленинграда эоловые образования встречаются на послелиториновых и литориновых террасах Финского залива, а также в зоне береговых образований Ладожского озера. Мощность осадков достигает 3—4 м. Кроме того, некоторое распространение получили отложения в пределах речных долин в виде дюн и бургистых песков. Они наблюдаются на отдельных участках долин рр. Плюсы, Великой, Сороти, Мсты, Тихвинки, Волхова и др. Мощность их не превышает 4—5 м. От остальных типов эоловых песков долинные образования отличаются почти мономинеральным кварцевым составом.

О з е р н ы е о т л о ж е н и я. Все голоценовые озерные отложения на описываемой территории можно подразделить на следующие группы: отложения крупных бассейнов (Ладожского, Онежского, Псковского, Чудского и Ильменского озер), отложения мелких современных озер и осадки исчезнувших к настоящему времени озерных бассейнов. Ввиду образования большинства современных озер еще в позднеледниковое время проведение нижней границы разреза современных осадков литологически затруднительно и решается большей частью с помощью палинологических исследований. Иногда отложения мелких озер можно отличить и по внешнему виду. Обычно современным озерным осадкам свойственны голубовато-серый или грязно-желтый цвет, растительные остатки, прослои гиттии и сапропеля, раковины пресноводных моллюсков, а также специфический «болотный» запах.

Среди отложений первой группы наиболее детально изучены донные осадки Ладожского озера (Семенович, 1966; Абрамова и др., 1967а, 1967б, и др.). Их мощность, как правило, не превышает 1 м и обычно колеблется в пределах 0.5—0.7 м. Состав осадков весьма разнообразен — от глинистых слоев до валунно-галечных накоплений. На большей части площади озера (в пределах глубин, превышающих 30—40 м) развиты глинистые и алевроитовые илы, нередко с сезонной микрослоистостью, преимущественно в нижней части разреза, относящегося к пребореальному и бореальному времени. В прибрежной, относительно мелководной зоне господствуют мелко- и разнозернистые пески с включением гравийно-галечного материала. Вдоль южного и юго-восточного берегов озера наблюдается значительное количество валунов диаметром до 0.5 м, представляющих собой остатки размытых конечных морен.

Многочисленные палинологические исследования указывают на осадко-накопление в течение всего голоцена при незначительной средней скорости седиментации (0.06—0.09 мм/год).

По исследованиям на западном побережье озера, где отложения достигают 10 м мощности (Знаменская и Ананова, 1967), можно выделить несколько фаз повышения и понижения уровня озера в течение голоцена.

Трансгрессии отмечаются в первой половине и конце бореального, а также во второй половине суббореального времени (так называемая ладожская трансгрессия). Отложения ладожской трансгрессии имеют наиболее широкое распространение вдоль южного и западного берегов озера, где они развиты в виде полосы шириной от нескольких до 15 км, а в устьевых частях рр. Сяси, Волхова и Ояти до 20—25 км. Они представлены преимущественно горизонтально- и косослоистыми песками с включением гравийно-галечного материала, реже песчанистыми зеленоватыми или голубоватыми суглинками, супесями и глинами с линзами и прослоями песков. Мощность осадков достигает 5.5 м, обычно же колеблется в пределах 1—3 м. На местности они довольно отчетливо отделяются от более древних отложений двумя сериями береговых валов на абсолютных отметках от 15—16 м на южном до 20.5 м на северо-западном побережье озера.

По радиоуглеродным и палинологическим данным, трансгрессия озера началась около 2800 лет назад и продолжалась около 700—800 лет.

Данные отложений Онежского озера представлены, по данным Н. Н. Давыдовой (1967) и Н. И. Семеновича (1967), аналогичными глинисто-илистыми образованиями мощностью менее 1 м. В прибрежной зоне мощность осадков возрастает и колеблется в пределах 2.5—7.4 м. Местами в условиях заболачивания южного берега озера наблюдается образование озерного торфа. По имеющимся данным (Марков и др., 1933; Давыдова, 1967), палинологическая и диатомовая характеристика осадков аналогична наблюдаемому в осадках Ладожского озера.

Озерные отложения в пределах Чудско-Псковской котловины представлены преимущественно песчано-алевритовыми накоплениями мощностью до 5—5.5 м. Вдоль современных берегов Чудского и Псковского озер они занимают узкую полосу шириной от нескольких десятков метров до нескольких километров. В значительной части озерные отложения перекрыты торфом, образование которого началось в среднем голоцене.

По палинологическим, литологическим и геоморфологическим данным, в котловине Псковского и Чудского озер выделяются отложения двух трансгрессий и регрессий (Геология четвертичных отложений. . ., 1967).

В первой половине раннего голоцена преобладающее развитие имели илистые глины и сапропели мощностью в среднем 1—2 м — осадки регрессии обширного позднеледникового бассейна. Выше, в частности в приустьевой части р. Великой (до абсолютных отметок 34—35 м), развиты отложения первой трансгрессии Псковско-Чудского водоема, происшедшей, по палинологическим исследованиям, во второй половине бореального времени. Это преимущественно мелкозернистые пески мощностью до 3—3.5 м (до 5 м в береговых валах).

Отложения продолжительной регрессии бассейна атлантического и суббореального времени мощностью до 1.7 м представлены песками и алевритами с примесью торфа, местами торфом, перекрытыми осадками субатлантической трансгрессии (пески, илы, глины мощностью до 0.8 м), продолжающейся и в настоящее время.

Отложения Ильменского озера мощностью до 9 м (буроватые и оливково-серые органические илы с примесью минеральных частиц и пески в прибрежной части озера) сформировались в условиях постепенного сокращения бывшего обширного позднеледникового озера в течение всего

голоцена. Максимальные мощности, до 4—5 м, имеют осадки атлантического—суббореального возраста, содержащие богатый комплекс (118 видов) пресноводных, преимущественно планктонных форм диатомовых водорослей. Максимальные абсолютные отметки распространения голоценовых отложений озера достигают 22 м. Они прослеживаются на местности в виде невысоких береговых валов или абразионных уступов. Мощность осадков, представленных глинистыми песками, супесями, илами и глинами, местами перекрытыми торфом, достигает 10 м (юго-западное побережье озера). На южном побережье озера, в пределах Ильменского глинта, некоторое развитие получают пляжевые образования в виде полосы (шириной до 0.3 км) хорошо окатанных галечно-валунных накоплений мощностью до 2.5 м.

Отложения мелких современных озер занимают котловины и узкие береговые полосы многочисленных озер разнообразного происхождения — гляциального, гляциально-тектонического, эрозивно-гляциального, карстового, болотного, искусственного и т. д. Большинство озер является реликтами от существовавших некогда более крупных приледниковых бассейнов, развитие которых шло по линии общего снижения их гипсометрического уровня и распада на отдельные локальные водоемы. Несмотря на ограниченную площадь распространения, отложения нередко имеют значительную мощность, до 10—15 м. Донные осадки озер представлены в основном тонкими супесями, суглинками и иловатыми глинами, нередко со значительным количеством органического (торф, гиттия, сапропель), реже хомогенного материала (гажа, озерные железные руды). Возрастной диапазон донных осадков большинства современных озер охватывает весь голоцен (диаграммы, XV, XVI).

Прибрежные озерные отложения имеют преимущественно илисто-песчаный состав, местами с небольшим количеством гравийно-мелкогалечного материала. В зоне зарастания наблюдается значительное количество органических примесей.

Наиболее детально изучены отложения мелких озер на Карельском перешейке (Малясова, 1959, 1960; Малясова и Спиридонова, 1965, 1967а, 1967б; Абрамова и др., 1966; История озер Северо-Запада, 1967).

Как правило, отложения содержат повсеместно сравнительно богатый и разнообразный комплекс пресноводных диатомовых водорослей. Максимальное количество видов (более 250) приурочено к осадкам атлантического возраста, минимальное (менее 100) — субатлантического возраста.

Среди озер Карельского перешейка особую группу составляют озера, находящиеся ввиду интенсивного зарастания в стадии отмирания. Донные осадки их представлены нередко мощной (до 17 м) толщей сапропелевых илов (озера Красное, Гладышевское, Большое Кирилловское и др.).

Некоторые современные озера на этой территории образовались путем отделения заливов Ладожского озера в ходе его регрессии. Геологическая история мелких озер в южной и центральной частях рассматриваемой территории также отличается значительной сложностью. Вследствие слабой изученности их геологической истории в настоящее время трудно говорить о закономерностях осадконакопления в связи с общими геологическими и климатическими факторами. В качестве примера можно сослаться на историю развития Усвятских озер на юге Псковской области, детально изученную П. М. Долухановым и А. М. Микляевым (1967). По их данным, в голоцене наблюдается неоднократное изменение уровня и режима озер. Фазы обводнения, выражающиеся в появлении в комплексе осадков разнозернистых песков на торфе или глин на песках, относятся к середине и концу атлантического и началу суббореального времени (диаграмма XV).

Отложения ныне исчезнувших озерных бассейнов пользуются более широким развитием, чем осадки современных озер. Большой частью они перекрыты торфяниками, но местами (близ городов Пскова, Новоржева, Холма, Порхова) встречаются на поверхности. Мощность отложений колеблется от 0.5 до 8.5 м. По составу они преимущественно илисто-глинистые со значительным содержанием органического материала (сапропели, гиттии). Реже наблюдаются пески или супеси. Нередки остатки пресноводных моллюсков — *Radix lagotis* (Schrenk), *R. ovata* (Draparn.), *Galba palustris* (Müll.) и др.

Осадки карстовых озер встречаются на Ижорской возвышенности и восточнее г. Боровичей. Они характеризуются значительной карбонатностью, глинистым составом и большим содержанием органического материала. Мощность отложений не превышает 3—3.5 м.

Озерно-аллювиальные отложения. Описываемые осадки наиболее широко развиты в Приильменской низменности в виде дельт крупных рек (рр. Мста, Ловать, Шелонь, Пола и Полисть). На остальной территории отложения распространены в пределах проточных озер и озеровидных расширений рек. В восточной части района озерно-аллювиальные образования известны также в пределах древних долин, выраженных в современном рельефе (рр. Тихвинка, Соминка, Капша, Паша и др.).

В большинстве случаев отложения сложены мелкозернистыми песками и алевролитами с линзами и прослоями торфа и глин общей мощностью до 12 м.

Наибольшие мощности характерны для озеровидных расширений рек (шириной до 5—6 км) в долине р. Ловати на участке между г. Великие Луки и устьем р. Насвы. Мощность дельтовых осадков не превышает 6.5—7 м (р. Великая). В северной части территории наблюдается уменьшение максимальной мощности озерно-аллювиальных осадков до 4.5—5 м (Грузинская впадина в верховьях р. Волхова, р. Вуокса на Карельском перешейке, р. Россонь и др.).

Возраст осадков разнообразен. Начало образования большинства дельт относится к бореальному времени, осадки проточных озер накапливались в течение всего голоцена, а на южном побережье Финского залива отложения имеют в основном послелиторинный возраст (рр. Россонь, Коваши и др.).

Сформирование озерно-аллювиальных осадков в бассейне р. Сороти близ г. Новоржева началось только в субатлантическое время.

В отложениях встречаются остатки пресноводных моллюсков и небольшое количество диатомовых водорослей, обитателей мелководных зарастающих бассейнов.

Аллювиальные отложения. Многочисленные реки на описываемой территории находятся в различных стадиях развития, поэтому их аллювий имеет весьма разнообразный состав и мощность. У крупных рек он представлен русловыми, пойменными и старичными фациями, развитыми в виде узких (обычно менее 0.5 км) полос вдоль русел. Их мощность достигает 15 м (р. Мста) при средней мощности 6—8 м. Наибольшие мощности приурочены к долинам рек, начавших свое развитие еще в позднеледниковое время (рр. Ловать, Оять, Мста и др.). Аллювиальные отложения, слагающие пойму и неровную надпойменную террасу, представлены перемежающимися песками, супесями и суглинками, реже — глинами с прослоями и линзами торфа.

Аллювий большинства мелких рек (рр. Тигода, Плюса, Желча, Череха, Полонка, Оскуя, Мда и др.) развит только в пределах пойменной террасы, сложенной преимущественно песчано-супесчаными образованиями (прирусловые валы, как правило, песками) мощностью обычно

2.5—3 м, реже до 7 м (р. Сороть). На склоне Валдайской, Судомской, Бежаницкой и Сойкинской возвышенностей мелкие реки не имеют даже пойменной террасы и аллювий представлен лишь русловыми фациями в виде гравийно-галечных накоплений мощностью до 2.5 м. Нередко пойменный аллювий перекрыт молодыми торфяниками.

Характерной особенностью аллювиальных русловых фаций почти всех рек района является их тесная зависимость от состава отложений, слагающих окружающие водораздельные участки.

Старичный аллювий встречается в виде небольших линз в долинах рр. Шелони, Луги, Мшаги, Великой, Сороти, Полонети, Мсты, Оскуи, Паши и др. Осадки мощностью до 7 м представлены, как правило, органогенно-илистыми образованиями, в основном позднеголоценового возраста.

Нахождение в районе р. Луги в Принарвской низменности под литориновыми морскими осадками растительных остатков с моллюсками речного типа позволяет предположить, что в конце бореального времени в этом районе была довольно развитая эрозионная сеть, уничтоженная последующей литориновой трансгрессией Балтики.

По палинологическим данным наиболее интенсивные процессы накопления аллювия совпадают для рек со временем максимального развития трансгрессий Балтийского моря в бореальное и атлантическое время. Более подробно этот вопрос рассматривается в разделе «Крупнейшие речные долины».

Б о л о т н ы е о т л о ж е н и я. Болотные отложения охватывают около 15% площади Псковской, Новгородской и Ленинградской областей. Наиболее крупные болотные массивы приурочены к плоским водораздельным пространствам в пределах Ленинградской и Новгородской областей (болота Тесово-Нетьльское, Назиевское, Поддубно-Кусегский Мох, Соколий Мох, Пятницкое, Вашковское, Куженское и др.; диаграммы XIII, XVII). Крупные торфяники наблюдаются также вдоль юго-восточных берегов Ладожского, Ильменского и Чудско-Псковского озер. Многочисленные мелкие болота встречаются в межхолменных понижениях в пределах развития холмисто-моренного и камового рельефа (диаграмма XVIII), а также вокруг мелких олиго- и эвтрофных озер. Отдельные торфяники приурочены также к долинам равнинных рек, к карстовым воронкам и блюдцам.

Среди болот на изученной территории встречаются все основные морфологические типы — низинные, переходные, смешанные и верховые при преобладании последних двух типов. Все болотные отложения представлены торфом, в котором иногда наблюдается слоистость. Краевые и придонные части крупных торфяников обычно сложены низинным (осоково-топяным), а центральные и верховые — переходным и верховым типами залежи (типа сфагнум—фускум).

Строение торфяных залежей района весьма сложное, что обусловлено рядом факторов — местоположением, конфигурацией и рельефом болот, характером подстилающего грунта, возрастом торфяных залежей и т. д. Степень разложения, зольность торфа и наличие в нем древесных остатков также весьма неравномерны даже для близлежащих болот. Нередко в разрезе торфяника наблюдается от одного до нескольких прослоев сильно разложившегося и уплотненного торфа, имеющих четкую верхнюю, но нерезкую нижнюю границу (диаграмма XIII). Вопрос о генезисе этих так называемых пограничных горизонтов до настоящего времени не решен. М. И. Нейштадт (Палеогеография и хронология. . ., 1965) связывает их образование с изменениями климата от теплого и сухого к холодному и более влажному. Для рассматриваемой территории основное значение имеет пограничный горизонт, сформировавшийся,

по палинологическим данным, в начале суббореального времени (около 3300—3500 лет назад), встреченный в большинстве болот и имеющий значение в качестве маркирующего горизонта.

Мощность торфа в исследованных торфяниках колеблется в широких пределах, от 0.5 до 13 м, и зависит от условий развития типично болотной растительности. Скорость прироста торфяных залежей составляет в среднем 0.6 мм в год, хотя в зависимости от конкретных условий имеют место значительные колебания, от 0.2 до 0.9 мм в год.

Как правило, максимальная мощность торфа в центральных частях крупных болот составляет 6—8 м. Подстиляется торф разнообразными осадками — мореной, озерно-ледниковыми и озерными суглинками и супесями, реже гиттией, сапропелитом. Местами внутри торфа наблюдаются линзы гажы (в районе г. Печоры), супесей и суглинков (диаграмма XIX) или песка (Принарвская низменность).

Вдоль Финского залива внутри отложений нижнеголоценовых стадий Балтийского моря встречаются линзы погребенного торфа мощностью до 0.6 м. Максимальные же мощности, до 2.8 м, нижнеголоценовые болотные отложения имеют в основании современных торфяников в южной части Псковской и Новгородской областей. Наибольшие мощности торфа атлантического возраста, до 2.5—3 м, приурочены к бывшим островам литоринового моря в Принарвской низменности и понижениям рельефа на Онежско-Ладожском перешейке. Основной же прирост торфа (до 5.5 м) имел место в позднем голоцене, главным образом в субатлантическое время.

Начало образования современных торфяников колеблется в широких пределах. Наиболее древние болотные массивы на водоразделах начали образовываться еще в пребореальное время. Торфяники на озерных отложениях имеют преимущественно атлантический и суббореальный возраст, а развитие значительного количества мелких торфяников началось только в субатлантическое время.

Среди отложений, имеющих значительно меньшее развитие, следует упомянуть химические, делювиальные, пролювиальные и техногенные образования.

Химические отложения встречаются спорадически почти на всей территории. Представлены осадки травертином, гажой, охрами, болотными железными рудами и др. Травертин встречается преимущественно по склонам речных долин, где наблюдаются выходы источников. Наиболее мощные залежи известны по правому склону р. Смолки близ пос. Старый Изборск (месторождение Конечковское), где они достигают мощности 12 м и разрабатываются. Макроскопически это желтовато-светло-серая сильно пористая легкая порода, затвердевающая на открытом воздухе, с большим количеством отпечатков растительности. Спорово-пыльцевая характеристика этих осадков приведена на диаграмме XIX. По химическому составу порода весьма богата известью, содержание CaO превышает 51%. Образование известкового туфа местами началось еще в субарктическое время, достигло апогея в бореальное время и закончилось в большинстве случаев в суббореальное время.

Гажа имеет несколько большее распространение и встречается в виде линз внутри голоценовых озерно-болотных отложений. Мощность осадков, представленных светло-серой известковой рыхлой супесчаной массой, обычно невелика, не более 0.6—0.7 м, изредка достигает 3.2 м (район г. Колпино). В образовании гажы на территории по спорово-пыльцевым анализам можно выделить два цикла — в пребореальное время и в конце бореального времени. Нередко в гаже встречается обильная фауна пресноводных моллюсков (близ пос. Изборска и др.).

Охры, представляющие собой местами слабо уплотненную высокожелезистую болотную руду, имеют весьма ограниченное распространение в долинах рр. Нарвы, Великой, Ловати, Тихвинки и др., а также по заболоченным склонам эоловых гряд и камовых холмов в различных частях территории. Развита она в виде небольших линз (длиной не более нескольких сотен метров и мощностью 2—3 м) внутри озерных, болотных или аллювиальных отложений. Разновидностью охры можно считать также бобовые железные руды, встречающиеся в небольших озерах и болотах на Карельском перешейке, в районе Шапка-Кирсинского камового массива, близ г. Тихвина и других местах. На востоке Новгородской области они известны также в карстовых понижениях (близ пос. Хвойной, у деревень Остахово и Ермолино).

Характеристика залежей химических отложений дана в главе V.

Делювиально-пролювиальные отложения наблюдаются в виде небольших шлейфов и конусов выноса по склонам наиболее глубоко (до 20—30 м) врезанных речных долин, нередко унаследованных от доледникового времени. Кроме того, пролювиальные отложения встречаются в устьях оврагов.

Техногенные отложения играют заметную роль в районе крупных промышленных центров (близ городов Сланцы, Бокситогорска, Кингисеппа, Боровичей и др.). Они представлены разнообразными отходами добычи и переработки полезных ископаемых.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Удельный вес полезных ископаемых четвертичного возраста в горнодобывающей промышленности Ленинградской, Псковской и Новгородской областей является преобладающим. В четвертичной толще заключены залежи глин, валунно-гравийно-песчаного материала, песков строительных, формовочных и стекольных, минеральных красок, известкового туфа и гажы, торфа, сапропелей, в том числе диатомитов, минеральные воды, лечебные грязи и другие полезные ископаемые.¹

Исследования четвертичных отложений производились по двум направлениям. С одной стороны, с точки зрения поисков и разведки месторождений различных видов минерального сырья, а с другой — по линии стратиграфического расчленения накоплений антропогена, реконструкции палеогеографической обстановки этого периода, изучения четвертичных форм рельефа. Геологоразведочные работы зачастую проводились вне связи с общими работами по четвертичной геологии; в сводных трудах по полезным ископаемым, как правило, рассматривался какой-либо определенный вид сырья. Общих работ, характеризующих размещение всех названных видов полезных ископаемых в четвертичной толще и их генетическую связь, до настоящего времени не имеется. Предпринятая здесь первая попытка ставит целью заполнить этот пробел и наметить некоторые закономерности размещения полезных ископаемых, позволяющие строить прогнозы при выделении площадей возможного распространения того или иного вида минерального сырья.

ОПИСАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ВИДАМ СЫРЬЯ

На прилагаемой карте полезных ископаемых показаны разведанные месторождения перечисленных видов минерального сырья, а также площади, перспективные для дальнейших поисков, выделенные на основании учета известных проявлений того или иного полезного ископаемого и анализа геоморфологических, гидрогеологических, палеогеографических и других условий, благоприятных для формирования залежей. Приведена схема районирования территории, произведенного по сочетанию генетически однородных видов залежей различного сырья. Месторождения близкого генезиса имеют обычно сходную качественную характеристику, аналогичные условия залегания и параметры, поэтому описание их целесообразно объединить в генетические группы.

¹ Некоторые месторождения, не представляющие существенного промышленного интереса, в окрестностях г. Ленинграда и в ряде других мест не указаны на карте и не охарактеризованы в тексте. Не приводятся также и сведения о месторождениях торфа, так как эти данные учтены Торфяным фондом.

Глины кирпичные, черепичные, гончарные и др.

Среди глинистых пород, связанных с толщей четвертичных отложений, преобладают легкоплавкие с температурой плавления до 1350°. Они используются для производства кирпича, черепицы, керамического камня, грубой керамики (дренажные трубы, облицовочные плитки, клинкерный кирпич и т. п.) в гончарном деле. Глины применяются в качестве добавки при производстве цемента, как наполнители для изготовления глинистого раствора при бурении, для производства керамзита и в ряде других отраслей промышленности.

Месторождения глин многочисленны и довольно равномерно распределены по площади. Наиболее крупные из них разведаны вблизи главных промышленных центров: городов Ленинграда, Новгорода, Пскова, Великие Луки. По областям месторождения распределены следующим образом (табл. 13):

Таблица 13

Распределение месторождений глин по трем областям

Область	Количество месторождений				
	крупных	средних	мелких	забалан- совых	всего
Ленинградская	11	14	35	3	63
Псковская	2	4	37	3	46
Новгородская	1	10	22	2	35
Всего	14	28	52	8	144

На территории указанных областей встречаются залежи морские (современные и межледниковые), речные, озерные и озеро-болотные, делювиальные, озерно-ледниковые и ледниковые.

Глины озерно-ледникового генезиса. Наибольшее количество месторождений глин, а именно 83 из 144, приурочены к озерно-ледниковым отложениям. У месторождений этого типа полезная толща залегает пластообразно. Заполняя неровности рельефа поверхности подстилающих пород, глины нивелируют ее, поэтому мощность полезной толщи изменяется часто в значительных пределах — от десятков сантиметров до нескольких метров. Площади распространения глин озерно-ледникового генезиса весьма различны по размерам, что зависит и от величины водоемов, в которых происходило их накопление, и от позднейших денудационных процессов, иногда уничтожавших значительную часть залежи. Именно с этим генетическим типом связаны наиболее крупные месторождения высококачественного глинистого сырья для кирпичного, черепичного, гончарного производства. Залежи озерно-ледникового происхождения представлены обычно ленточными глинами и встречаются в самых различных геоморфологических условиях, чем и определяется их форма, качество сырья и методика поисков. Озерно-ледниковые глины часто встречаются на поверхности, но могут быть перекрыты и другими фациально-литологическими разностями того же генезиса (песками, суглинками и др.) или четвертичными отложениями иного происхождения: мореной, торфом, флювиогляциальными песками и др.

Одним из самых крупных и типичных месторождений озерно-ледниковых глин, слагающих поверхность аккумулятивной озерно-ледниковой равнины, является месторождение Кирпичного завода № 5 Все-

воложского района Ленинградской области, расположенное на правом берегу р. Невы в 20—23 км юго-восточнее г. Ленинграда. Оно приурочено к толще ленточных глин, слагающих Приневскую низину и являющихся осадками приледникового озера. В гидрогеологическом отношении месторождение практически безводно. Глины пригодны для изготовления морозостойкого кирпича марок «100» и «150».

Другим примером месторождения глин того же генезиса является Пикалевское месторождение, расположенное в 4 км к северо-востоку от ст. Пикалево Кировской железной дороги и приуроченное к озерно-ледниковой террасе на западном склоне Валдайской возвышенности. Залежь озерно-ледниковых глин, типа ленточных, пластообразная, залегает на валунных суглинках. Мощность полезной толщи 2—5.35 м, мощность вскрыши до 1.8 м. Во вскрыше залегает почвенный слой, реже торф. Глины этого месторождения пригодны для использования в качестве добавки в цементном производстве и производстве керамзита и минеральной ваты.

В пределах аккумулятивных озерно-ледниковых равнин Приневской и Приильменской низин и сопредельных с ними территорий ленточные глины залегают с поверхности на больших площадях. Качество их здесь часто снижается за счет небольшой мощности, известковистых включений, прослоев, содержащих гальку и гравий. Наиболее интересны для промышленности те залежи ленточных глин, которые накопились в понижениях поверхности подстилающей морены. Наибольшая часть площадей, перспективных для поисков глин, из приведенных на карте, приурочена именно к таким участкам. Следует учесть, что в ряде мест они часто перекрыты озерно-ледниковыми тонкозернистыми песками с галькой, являющимися мелководной фацией указанных бассейнов, или более поздними образованиями (перспективные площади к западу от г. Пскова, в низовьях р. Шелони и др.). Пески вскрыши в ряде таких случаев могут быть использованы как оттошители при производстве кирпича и черепицы. Озерно-ледниковые глины, слагающие озерно-ледниковые равнины, развитые на поверхности, разновозрастны. Они связаны с приледниковыми бассейнами различных стадий отступления валдайского оледенения, краевые образования которых распространены на этой территории. Соответственно и дальнейшие поиски глинистого сырья данного генезиса следует проводить в различных районах на разных гипсометрических уровнях.

Линзы ленточных глин могут быть встречены в пределах озерно-ледниковых террас, ступенями окаймляющих впадину Финского залива, а также склоны возвышенностей Карельского перешейка, Валдайской возвышенности, Мстинской впадины и в других местах.

В полосах краевых образований среди холмистого рельефа условия залегания озерно-ледниковых ленточных глин более разнообразны. Они могут быть встречены в виде линз в морене, слагающей холмисто-моренный рельеф и моренные гряды, в понижениях между холмами, на их склонах. В таких случаях залежи глин, как правило, очень малы по площади и имеют в основном местное значение. В основной краевой зоне Валдайского оледенения иногда встречаются камы, сложенные озерно-ледниковыми глинами и суглинками, которые так же используются в местном кирпично-черепичном производстве. Наиболее крупные и перспективные для поисков озерно-ледникового глинистого сырья площади в краевой зоне приурочены к поверхностям звонцев. Эти формы рельефа широко развиты на Валдайской, Судомской, Бежаницкой и Лужской возвышенностях, на Вязовских горах, в районе Великих Лук и в других местах. Они наиболее часто встречаются в краевых образованиях вепсовской и крестецкой стадий. Глины, слагающие поверх-

ности звонцев, пластичные, тонкодисперсные, достигают местами мощности более 10 м (изредка до 20 м), залегают с поверхности только под почвенно-растительным слоем, как правило, не обводнены. Пригодны для кирпично-черепичного производства в гончарном деле и для керамических изделий. До настоящего времени глинистое сырье, связанное с этими формами рельефа, почти не используется промышленностью (разведано всего два месторождения близ г. Великие Луки: Коровья Дубрава и Креплянское).

Месторождения моренных глин и суглинков. Моренные глины и суглинки имеют весьма широкое распространение, слагая обширные равнинные и холмистые участки, а также гряды. Большинство глин и суглинков этого генезиса сильно засорено крупнообломочным материалом, часто представленным известняками и доломитами, и не может быть использовано для производства кирпича. Интерес для промышленности представляют наименее засоренные разности. Обычно это или локальные морены, обогащенные четвертичными или дочетвертичными глинами, или измененные перемытые, абрадированные озерно-ледниковыми водами морены, или морены, отложившиеся в водных условиях. Залежи глин, связанные с моренами, как правило, невелики по площади, мощность полезной толщи 1—2 м, но встречаются и участки с мощностью до 25 м. Глины имеют плохое качество и используются местной промышленностью в тех случаях, когда в окрестностях не имеется более высококачественного сырья. Такие площади встречаются во Мстинской впадине, в пределах площадей близкого залегания к поверхности кембрийских глин в районе Ленинграда, на Приильменской низине, в районе ст. Неболочи и других местах. Примером месторождений глин, приуроченных к морене, является Маловишерское, расположенное на юго-восточной окраине города. На данном месторождении полезная толща характеризуется довольно однородным гранулометрическим составом, относится к типу тяжелых суглинков. Средневзвешенное содержание каменистых, в основном карбонатных, включений по месторождению составляет около 5%. В составе крупных обломков преобладают кристаллические и метаморфические породы, в меньшем количестве присутствуют песчаники и в незначительном — обломки карбонатных пород. Суглинки пригодны для изготовления строительного кирпича марки «125».

Месторождения глин озерного генезиса. Примером может служить Вагановское, которое находится во Всеволожском районе Ленинградской области, в 2 км восточнее ст. Ваганово. Оно приурочено к озеровидному понижению на поверхности террасы Ладожского озера и сформировалось, по-видимому, в период ладожской трансгрессии.

Полезная толща мощностью от 3 до 15 м представлена пластичными глинами светло-коричневого, темно-серого и темно-коричневого цвета. Залегают они под растительным слоем мощностью 0.05—0.20 м, реже под торфом, озерными песками и суглинками общей мощностью от 0.05 до 0.95 м. Глины пригодны для получения легкого керамзита с подготовкой сырья по мокрому способу при условии добавки 3% торфа и обжиге при температуре 120°. С подготовкой сырья по пластическому способу возможно получение керамзита марки «300» из нижних (темно-коричневых) разностей глин и марки «500» из верхней (светло-коричневой) разности и их смеси при температуре обжига 1110—1130°.

Глины аллювиального генезиса. Месторождения глин, связанные с аллювием, немногочисленны: в пределах Псковской области известно четыре мелких месторождения, кроме того, имеется несколько проявлений глин предположительно того же происхождения. Залежи глин, приуроченные к аллювиальным отложениям, имеют линзообразную форму, небольшие размеры, малую мощность, изменчивый литологи-

ческий состав. Наиболее крупным из них является Себежское месторождение, расположенное к западу от ст. Себеж Калининской железной дороги. Разведанный комплекс песчано-глинистых отложений приурочен к II надпойменной террасе р. Великой.

Глины делювиального генезиса. Месторождения глин делювиального происхождения немногочисленны. Примером может служить Толмачевское, расположенное в 3 км к северу от Толмачевского кирпичного завода (Лужский район Ленинградской области). Оно сложено суглинками мощностью от 0.6 до 4 м (в среднем 2.8 м), залегающими под почвенно-растительным слоем. Суглинки желтовато-бурого и буровато-желтого цвета, плотные, грубые, с очень редкими включениями мелкой гальки и гравия изверженных и осадочных пород.

Большое количество площадей, перспективных для поисков глинистого сырья, генетически связанного также с озерными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными и делювиальными отложениями, сосредоточено по краям болот, на озерных террасах, у подножия склонов различных элементов рельефа. Наиболее крупные перспективные участки с глинами озерного генезиса приурочены к отложениям ладожской трансгрессии и древнеозерными отложениями в районе г. Кингисеппа, они залегают непосредственно с поверхности. Погребенные залежи озерных глин могут быть встречены в толщах межстадиальных отложений. В качестве хорошего глинистого сырья, вероятно, можно использовать и погребенные морские глины мгинского (микулинского) межледниковья. Однако выходы их на поверхность встречаются редко.

Межморенные озерно-ледниковые глины вместе с межстадиальными и межледниковыми озерными и озерно-болотными отложениями достигают в ряде случаев значительной мощности и обладают хорошими качествами как глинистое сырье, например, в районе г. Боровичей у дер. Передки.

Приведенными на карте данными не исчерпываются возможности прироста ресурсов глинистого сырья, они могут быть увеличены при организации поисков с учетом геоморфологических и палеогеографических особенностей района поисков.

Валунно-гравийно-песчаный материал, валунный камень, галька, гравий и пески строительные, формовочные и стекольные

Наиболее распространенным полезным ископаемым (без учета торфа), связанным с отложениями четвертичного возраста, является валунно-гравийно-песчаный материал. На данной территории известно 343 месторождения и несколько сотен проявлений этого вида сырья. Применение его весьма многообразно: для дорожного строительства и засыпки насыпей железных дорог, для бетона и асфальто-бетона, кладочных и штукатурных растворов, силикатных, армо- и пеносиликатных изделий, в качестве отощающей добавки при производстве кирпича, как формовочный материал в металлургической промышленности, и т. д. Такое широкое использование валунно-гравийно-песчаного материала и песков стимулировало проведение массовых поисков и разведочных работ и выявление многочисленных месторождений, которые связаны почти со всеми генетическими типами четвертичных отложений: флювиогляциальными, ледниковыми, озерно-ледниковыми, аллювиальными, морскими, мореными, эоловыми и др.

Валунно-гравийно-песчаный материал и пески строительные

Месторождения валунно-песчано-гравийного материала, генетически связанные с флювиогляциальными отложениями. Около 60% месторождений данных видов сырья приуроченно к флювиогляциальным отложениям,

широко развитым на описываемой территории, главным образом в ее периферической части, где они слагают зандровые поля, озовые гряды, камовые холмы, высокие террасы в долинах рек и днища ложбин стока ледниковых вод. Морфология залежей весьма различна. Наиболее крупные из них, запасы которых достигают сотен миллионов кубических метров, приурочены к флювиогляциальным отложениям, слагающим озовые гряды. Мощность полезной толщи в озах обычно резко меняется на незначительных расстояниях, литологический состав варьирует по разрезу и по площади, содержание гравия и валунов обычно высокое. Типичным месторождением такого рода является Красногородское, расположенное в Псковской области, в 15 км к юго-западу пос. Красногородское. Оно приурочено к частично размытой озовой гряде меридионального простирания длиной в 15 км при ширине от 30 до 100 м. Полезная толща представлена гравийно-песчаными отложениями с содержанием гравия в среднем до 37%. На месторождении разведаны три залежи гравийно-песчаного материала, вскрытая мощность полезной толщи от 1.4 до 14.8 м, средняя — 6.5 и 5.7 м. Средняя мощность вскрыши 1.2—0.8 м. Гравий и песок пригодны для дорожного строительства, для изготовления бетона и асфальто-бетона.

Пески озерно-ледникового генезиса. Большая группа месторождений строительных и других песков выявлена среди песчаных озерно-ледниковых равнин и камов, довольно широко распространенных на данной территории. Пески указанного генезиса имеют обычно хорошую сортировку, кварцево-полевошпатовый состав, выдержанную мощность на значительных площадях и представлены преимущественно тонко- и мелкозернистыми разностями. Большая часть месторождений этого генетического типа приурочена к камам. Типичным месторождением может служить месторождение Келколова Гора, расположенное у платформы 6-й км на железнодорожной ветке Мга—Кировск Ленинградской области, в 4—5 км к северо-западу от ст. Мга. Пески пригодны для изготовления силикатного кирпича марок «100»—«150», блоков и армосиликатных изделий с марками силикатного бетона «100»—«300» и газосиликатных изделий.

Пески озерного генезиса. Такими отложениями сложено месторождение Невские пороги (Маслово), расположенное на правом берегу р. Невы, в 30 км к юго-востоку от Ленинграда. Полезная толща представлена песками ладожской трансгрессии, преимущественно мелкими и тонкими, в незначительной мере загрязненными глинистыми и пылеватыми частицами. Мощность полезной толщи колеблется от 2.0 до 11.1 м, составляя в среднем 5.0 м. Песчаные отложения перекрыты растительным слоем и на небольших участках торфом мощностью от 0.15 до 2 м. К вскрышным породам отнесены глинистые пески и супеси. Отмечено наличие песков, пригодных для использования при изготовлении силикатного кирпича.

Отложения ладожской трансгрессии, к которым приурочены песчаные породы, развиты на значительной площади вдоль побережья р. Невы и Ладожского озера, в них могут быть встречены и другие залежи песков.

Пески прибрежной фации литоринового моря и современные морские пески. Эти отложения распространены вдоль Финского залива, к ним приурочено несколько залежей песчаного материала.

Наиболее крупным месторождением морского генезиса является Лондонская отмель у южного побережья Финского залива. Здесь разрабатываются современные морские отложения на глубине 4—8 м под уровнем воды. Песок представлен тонкозернистыми разностями с содержанием глинистых частиц до 1.5—2%. Мощность полезной толщи 1.5—6 м. Остальные залежи в современных морских отложениях мелкие, представлены осадками послеледникового морского бассейна и приурочены

главным образом к береговым валам. Примером этого генетического типа месторождений является карьер, расположенный на 71-м км железнодорожной линии Ленинград — Котлы. В геологическом строении этого участка принимают участие озерно-ледниковые отложения и осадки литоринового моря. К озерно-ледниковым относятся залегающие в низах разреза супеси, суглинки, глины и тонкозернистые пески. Образования литоринового моря представлены береговой фацией, состоящей из мелкозернистых и среднезернистых песков с хорошо окатанным гравием, галькой и мелкими валунами. Мощность их колеблется от 0.3 до 4.0 м. Продуктивная толща залегает выше уровня грунтовых вод. Гравийно-песчаный материал пригоден для песчаного железнодорожного балласта. Валунны могут быть использованы для дробления на щебень. Мощность полезной толщи колеблется от 1.0 до 3.2 м, составляя в среднем 1.85 м. Мощность вскрышных пород 0.2—0.5 м, в среднем 0.21 м.

Аллювиальные пески. Аллювием сложены гравийно-песчаные месторождения, расположенные на берегах рек. Они имеют обычно вытянутую форму и довольно значительную мощность (до 5—8 м). Гранулометрический состав полезной толщи изменчив. Примером может служить Овсинское месторождение, расположенное на левом берегу р. Луги, в 1—1.5 км к северо-востоку от ст. Передольская магистрали Ленинград — Витебск в Новгородской области. Образование этой залежи связано, по-видимому, с размывом и перестроением рекой флювиогляциальных осадков, отлагавшихся когда-то в пределах древней долины р. Луги. В низах полезной толщи залегают мелко- и тонкозернистые пылевато-глинистые пески без гравия. Вскрытая мощность их не превышает 0.8 м. Местами этот слой пылеватых песков отсутствует, и песчано-гравийная толща лежит непосредственно на коренных верхнедевонских породах. Пески могут быть использованы в кладочных и штукатурных работах.

Валунно-песчано-гравийный материал в ледниковых отложениях. Несмотря на то что ледниковые отложения широко распространены, месторождения, связанные с отложениями этого генезиса, немногочисленны. Это главным образом небольшие скопления валунно-песчано-гравийного материала. Самым крупным разведанным месторождением данной группы является Киселевское, находящееся в Псковской области, вблизи железнодорожной станции Изоча железнодорожной линии Невель — Новосокольники. Гравий и песок этой залежи пригодны в качестве крупного наполнителя в бетоне конструкций, подвергающихся замерзанию в насыщенном водой состоянии или выполняемых из бетона марок «150» и выше, кроме того, гравий пригоден для дорожного строительства, а валуны могут быть использованы при строительстве гражданских и промышленных сооружений, для строительства автодорог.

Месторождения песков золотого генезиса. На территории Ленинградской области известно одно месторождение песков золотого происхождения — Нарва II, расположенное на правом берегу р. Нарвы, в 13 км к северу от Ивангорода. Пески полевошпатово-кварцевые, желтовато-серые, разнозернистые, с преобладанием мелкой и тонкой фракций, пригодны для кладочных и штукатурных работ.

Пески формовочные

На территории всех трех областей выявлено и разведано всего лишь одно месторождение формовочных песков — Стругоокрасненское, расположенное в 1.7 км к северо-западу и к северо-востоку от железнодорожной станции Струги Красные. Местонахождение приурочено к камовым холмам и грядам и состоит из трех участков. Мощность полезной толщи колеблется от 3 до 27 м. Во вскрыше залегает почвенный слой и несортирован-

ные пески с гравием, галькой и валунами мощностью от 0.1 до 7.9 м. Полезная толща представлена сортированными, крупно-, средне- и мелкозернистыми песками. Огнеупорность их 1710—1760°. Крупнозернистые пески пригодны для отливки крупного чугунного литья и при отливке чугунных деталей разного развеса. Среднезернистые пески пригодны для чугунного литья в сырые и сухие формы, а также мелкого стального литья в сухие формы. Кроме того, на месторождении имеются пески, пригодные для изготовления силикатных блоков, силикатного кирпича, песчано-известковых блоков, армо-силикатных изделий и как заполнители в бетон.

Аналогичные залежи могут быть выявлены среди камов и озерно-ледниковых песчаных равнин и в других местах.

Пески стекольные

Чистые кварцевые пески, пригодные для изготовления стекла, среди четвертичных отложений встречаются сравнительно редко. В пределах описываемой территории известно лишь одно месторождение стекольного песка четвертичного возраста — Турандинское. Оно расположено в 1.5 км к северу от дер. Турандино Хвойнинского района Новгородской области на правом берегу р. Чагоды, в 45 км к западу от Чагодощенского стекольного завода «Белый Бычок». Полезная толща представлена белыми и серовато-белыми средне- и крупнозернистыми кварцевыми песками, приуроченными к четырем разобленным грядам длиной от 100 до 700 м, шириной от 25 до 100 м. Гряды представляют собой цепь озв, вытянутых вдоль склона ложбины стока талых ледниковых вод, к которой приурочена долина р. Чагоды.

Говоря об общих закономерностях размещения площадей, перспективных для поисков валунно-песчаного гравийного материала, следует отметить, что условия залегания, генезис, качество и форма залежей песчано-гравийного и валунного материала наиболее разнообразны по сравнению с другими видами полезных ископаемых. Это затрудняет возможность выявления закономерностей в размещении и прогнозировании дальнейших поисков месторождений данного вида сырья.

В общих чертах можно отметить, что эти закономерности связаны с особенностями геоморфологических провинций, зон и отчасти областей. Так, например, в пределах провинции структурно-денудационного и ледникового аккумулятивно-экзарационного рельефа, охватывающей северную часть Карельского перешейка, весьма слабо изученной в отношении поисков песчано-гравийного и валунного материала, имеются значительные возможности выявления площадей, перспективных для поисков этих видов сырья. Четвертичные отложения приурочены здесь главным образом к понижениям рельефа и представлены грубообломочными, прибрежными фациями озерно-ледниковых бассейнов или валунно-галечным флювиогляциальным материалом, слагающим озы и ложбины стока, а также песчано-гравийной мореной.

В пределах провинции аккумулятивного ледникового и водноледникового рельефа закономерности размещения залежей неодинаковы в разных геоморфологических зонах. В проксимальной зоне большинство перспективных площадей сосредоточено в ее северо-западной и западной частях и приурочено к изолированным аккумулятивным возвышенностям, таким как Центральная возвышенность Карельского перешейка, возвышенности Псковско-Себежской области (Лужская, Хаанья, Судомская, Бежаницкая), и прилежащим к ним территориям. Залежи песка, гравия и гальки в пределах этих возвышенностей приурочены к краевым и средним ледниковым образованиям верхневалдайского времени, а именно

к таким формам рельефа, как озы, камы, платообразные флювиогляциальные гряды и гряды, образованные сочетанием озов и камов, например Линовы горы, и, кроме того, расчлененным террасовым поверхностям и останцовым плато типа возвышенностей Юкки и Колтушской в районе Ленинграда. В пределах равнин, окружающих указанные возвышенности, имеют также широкое распространение песчаные отложения озерно-ледниковых бассейнов. Их береговые фации содержат залежи гальки, гравия, строительных песков, поиски которых следует производить на уступах террас этих бассейнов, в пределах их береговых валов, у контакта с мореной, на пространствах, окружающих озы, камы и другие возвышенности, сложенные песком.

На равнинах, окружающих впадины Финского залива и Ладожского озера, залежи описываемых полезных ископаемых приурочены к морским и золовым отложениям, к береговым валам позднеледниковых бассейнов, озерным и морским пляжам. Среди отложений ладожской трансгрессии в ряде мест выступают размытые моренные гряды. Их поверхность покрыта чехлом песчано-гравийных отложений, обогащенных галькой и валунами. В районе Лужской губы и Копорского залива встречаются залежи песчано-гравийного материала, приуроченные к ложбинам стока. К зоне стока талых ледниковых вод тяготеют площади, перспективные для поисков песка, гравия и гальки вдоль долины р. Свири и к северу от нее.

На остальной части проксимальной зоны закономерности размещения площадей, перспективных для поисков месторождений песчано-гравийного и валуно-галечного материала, несколько иные. Так, скопления валунов в большинстве случаев связаны здесь с абразированной моренной равниной. Залежи песчано-гравийного и гравийно-галечного материала приурочены к древним доледниковым долинам, погребенным эрозионным врезам ледникового времени, или ложбинам стока, выраженным в рельефе, а также к таким формам рельефа, как камы, береговые валы или гряды, иногда частично или полностью погребенные под озерно-ледниковыми отложениями, генезис которых еще не совсем ясен. Последние образования широко распространены вдоль долины р. Волхова; они могут быть выявлены также и в других местах. В пределах этой же части проксимальной зоны описываемые полезные ископаемые часто встречаются в пределах размытых и выступающих среди озерно-ледниковых равнин осциляторных краевых образований: цепей озов, конечноморенных гряд, камов и холмисто-моренного рельефа. Обогащенные гравием и галькой озерно-ледниковые пески можно встретить в этой зоне в периферических частях площадей распространения озерно-ледниковых отложений у контакта с мореной. Линзы песчано-гравийного и гравийно-галечного материала могут быть встречены и в морене, но они, как правило, невелики.

В пределах основной зоны краевых образований сосредоточено большое количество залежей строительного песка, гальки, гравия и валунов, как правило, небольших по площади, но чаще всего значительной мощности. Они встречаются в виде линз в морене, в пределах камов, озов, моренных гряд, в отложениях дельт ледниковых потоков, в ложбинах стока. Наиболее крупные площади, перспективные для их поисков, примыкают к дистальной части поясов краевых образований как каждой стадии, так и осциляторных образований в пределах одного стадийного краевого комплекса. Примером такого распределения залежей песчано-гравийных отложений могут служить площади в районе озер Валдайского и Ужин, приуроченные к флювиогляциальным отложениям, окаймляющим краевой крестецкий стадийный пояс и слагающим озы, камы, дельты ледниковых потоков, террасы маргинальных ложбин стока.

В дистальной зоне наиболее обширные площади, перспективные для поисков строительных песков, гравия и гальки, сосредоточены у контакта краевых образований главного конечноморенного пояса и обширных флювиогляциальных равнин вепсовской и едровской стадий, его окаймляющих, вдоль крупных ложбин стока и по окраинным участкам размытых краевых образований бологовской и едровской стадий.

Диатомиты и сапропелиты

Сапропелиты — лагунные и озерные илы — обладают пластичностью, вязкостью, теплоизоляционными, адсорбционными и другими ценными свойствами, содержат микроэлементы, разнообразные органические вещества и являются высококачественным удобрением. Сапропелиты применяются также в ветеринарии, в медицине, в качестве химического сырья и стройматериалов. В диатомитах, представляющих собой один из видов сапропелитов, содержится до 70—90% растворимого кремнезема. Они используются для изоляции (звуковой и тепловой), изготовления динамита, фильтрования, шлифования, как поглотитель, катализатор, наполнитель, адсорбент и т. д.

Залежи диатомита и сапропелита на описываемой территории приурочены к отложениям морского, озерного и озерно-болотного генезиса.

Диатомиты в морских отложениях. Все известные месторождения, а также большое количество проявлений диатомита, сосредоточены на южном побережье Финского залива, в районе нижнего течения р. Луги вблизи г. Кингисеппа, они связаны с морскими литориновыми осадками и приурочены к верхней части второй (литориновой) террасы Балтийского моря. Диатомиты накапливались в опресненных лагунах, отчлененных песчаными пересыпями, во время сокращения литоринового моря.

В качестве примера можно привести месторождение Тырвала, расположенное между рр. Нарвой и Лугой, в 10 км к северу от г. Нарвы. Мощность залежей диатомитов варьирует от 0,05 до 2,9 м, так как нижняя граница волнистая и определяется очертаниями впадин в подстилающих песках. Мощность вскрыши достигает местами 5 м, длина залежи составляет около 7 км, ширина — 2 км. Гидрогеологические условия месторождения тяжелые.

Площади распространения морских отложений (особенно в тех местах, где литориновые террасы расширяются, фиксируя местоположение в прошлом отчлененных лагун этого моря) являются перспективными для постановки поисков на это полезное ископаемое.

Кроме района Кингисеппа, участки, перспективные для поисков этого сырья, наблюдаются у Приморска, Ленинграда, Сестрорецка. В районе г. Сестрорецка, поселков Лахта и Ольгино залежи сапропелитов встречаются в аналогичных описанным выше геологических условиях, однако они перекрыты сильно обводненными отложениями. На северном побережье Финского залива, в Рощинском районе, диатомиты мощностью до 1 м прослеживаются в разрезе первой надпойменной террасы рр. Великой и Гладышевки, они залегают почти с поверхности. Ложбины, к которым приурочены эти реки, а также расположенные вблизи них вытянутые озера могли быть в свое время заливами и проливами литоринового моря.

Диатомиты и сапропелиты в озерных отложениях. На южном побережье Ладожского озера залежи сапропелита имеются среди озерных песков и глин ладожской трансгрессии. Еще в 30-х годах К. К. Марковым отмечались выходы гиттии мощностью до 2 м в нижнем течении рр. Волхова и Сяси, там, где они прорезают ладожские террасы, при геологической съемке этой территории они также были зафиксированы. На западном побережье Ладожского озера во время ладожской транс-

грессии, вероятно, были обводнены понижения в современном рельефе с абсолютной высотой ниже 20 м. Поэтому на Карельском перешейке перспективным для поисков указанных полезных ископаемых является район, расположенный близ озер Большого, Ракового и далее к востоку от них, вдоль р. Вуоксы, в пределах абсолютных отметок до 20 м. Это обширное понижение заполнено торфом и илами.

На остальной части описываемой территории залежи сапропелевых отложений, в том числе и диатомитов, известны в основании торфяников, возникших на месте заросших озер, и в открытых озерных водоемах. Данные о них сведены в справочнике «Сапропелевые месторождения СССР» (1964). Площади, перспективные для поисков сапропелитов и диатомитов, выделены на карте с учетом этого материала. Всего в пределах Ленинградской, Псковской и Новгородской областей учтены сапропелевые отложения по 132 озерам с общими запасами в 7 618 210 тыс. м³ и по 167 торфяникам с суммарными запасами в 3 984 087 тыс. м³.

Красящие глины и другие минеральные краски

Среди природных пигментов, связанных с четвертичной толщей, можно выделить по химическому составу, а также литологическим признакам, следующие типы:

1. Железоокисное красочное сырье — природные скопления окислов железа и марганца или породы, сильно обогащенные ими. Они могут встречаться как в виде плотных, так и порошкообразных землистых образований. Количество марганца и железа в них 40—60%, иногда достигает 80%. Используются для изготовления мумии, сиены, сурика и марса.

2. Глинистое красочное сырье, представленное глинами, окрашенными окислами железа и марганца в различные цвета. Содержание железистых примесей в них составляет от 2% до 20%. Используются для получения красок охры и мумии.

3. Фосфорнокислые пигменты. Характеризуются присутствием фосфорнокислого закисного железа, а также органических веществ. В четвертичных отложениях наиболее распространен вивианит. В ряде мест образует скопления в современных озерно-болотных отложениях на заторфованных озерных террасах, на заболоченных равнинах, сложенных глинами под торфом. Кроме того, стяжения вивианита встречаются в морских, озерных и озерно-болотных отложениях микулинского межледниковья. Этот пигмент может быть использован для получения синих красок, однако на описываемой территории промышленные залежи его не выявлены.

Месторождения и проявления природных пигментов четвертичного возраста на описываемой территории по приуроченности к тем или иным формам рельефа и отложениям весьма разнообразны. Они встречаются среди морских отложений у подножия террас, окружающих Финский залив, по берегам озер, в торфяниках и по окраинам болот, в речном аллювии, в камовых бессточных котловинах, в ложбинах стока ледниковых вод, в оврагах и балках, у подножия озов, моренных гряд, камовых и других аккумулятивных возвышенностей, сложенных песками, у подножия Ордовикского и Карбонового уступов, среди песчаных зандровых и озерно-ледниковых равнин. В большинстве случаев залежи красочного сырья возникли за счет сочетания нескольких факторов и имеют сложное происхождение. Качество сырья, форма залежей, условия залегания, площадь распространения и величина запасов весьма различны.

Относительно подробно изучены месторождения и проявления природных минеральных пигментов Ленинградской области, Псковская и Нов-

городская области в отношении выявления природных минеральных красок исследованы очень слабо. Образование природных пигментов здесь связано с сильно минерализованными железистыми водами. Имеются три типа залежей, различаемые по способу их формирования. Залежи красочного сырья, образовавшиеся на дне замкнутых водоемов (озер и болот) представлены тонкими ленточно-слоистыми отложениями, обогащенными окислами железа, марганца и других металлов, называемые «земляными красками». Они характеризуются очень высоким содержанием пигмента (до 80—82%) и представляют собой почти готовую краску, требующую незначительной обработки. На дне водоемов формируются также и железные и марганцовые бобовые руды (озерные и болотные). Залежи другого типа — «фильтрационные» — представляют собой пигментированные песчаные породы и почвы, возникшие за счет выпадения окислов железа из минерализованных вод, фильтрующихся сквозь последние. Содержание пигмента в таких породах обычно составляет 30—35% и меньше, редко достигая 65%.

Встречаются также вторичные месторождения природных минеральных пигментов, образовавшихся в процессе гидрохимического и биогенного выветривания болотных железных руд. При этом образуется тонкие порошкообразные руды, состоящие почти целиком из пигмента.

Наиболее широко развиты *озерные и болотные бобовые руды*, приуроченные к котловинам некогда существовавших позднеледниковых и современных озер, к заболоченным террасам и долинам рек и ручьев, к подножию Ордовикского глинта, у выходов железистых источников. Они приурочены к песчано-гравийным флювиогляциальным отложениям, отложениям Анцилового озера и древнебалтийским супесям и пескам. Залегают непосредственно под почвенным слоем, мощность их невелика и редко превышает 1 м. Болотные и озерные руды характеризуются, как правило, высоким содержанием пигмента (30—63%, в отдельных случаях до 85%) при содержании окислов железа 25—62% и окислов марганца до 5—14% и соответствуют умбре натуральной и жженой, редко марсу светлому и темной окре. Запасы месторождений этого типа обычно незначительные, не превышающие 2—3 тыс. т. Примером может служить Осташковское месторождение, расположенное в Хвойнинском районе Новгородской области, в 5 км от железнодорожной станции Хвойная. Здесь красящее сырье залегают в пойме по обоим берегам ручья Железо и по берегам и по дну оз. Железо в виде пластовой залежи с извилистой конфигурацией, контролируемой формой межкамовой котловины. Залегают руда непосредственно на камовых песках и перекрывается мелкозернистыми желтоватыми аллювиальными песками и почвенно-растительным слоем. Мощность залежи колеблется от 0.4 до 2.0 м, а вскрыша не превышает 0.4 м. В подавляющем большинстве случаев порода полезной толщи плотная, крепкая, по периферии залежи гороховидная.

Второй тип месторождений — *месторождения тонкодисперсных глинистых и илистых железистоокисных пигментов, или «земляных красок»*, составляет большую часть разрабатываемых промышленностью месторождений красочного сырья. Так, на территории Приневской низины, от Токсовских до Колтушских высот, имеется большое количество ручьев, канав, различных заболоченных понижений, на дне которых отлагаются илистые гелеобразные окислы железа, выпадающие из вод многочисленных высокоминерализованных источников. Эти осадки на 96—99% состоят из водных окислов железа. Приурочены «земляные краски» и к межкамовым котловинам, пологим склонам конечноморенных гряд, древнеозерным террасам, к мелким долинам. Примером такого месторождения может служить Плотковское, находящееся к западу от г. Сольцы. Месторождение расположено в заболоченной долине речки Законки. Красочное

сырье представлено темно-коричневой, почти черной массой, перемешанной с хорошо разложившимся торфом, залегающей линзообразно под тонким слоем дерна или мха. Мощность полезной толщи не превышает 0.7 м. Пигментом (типа вандика) являются органические гумусовые соединения.

Месторождения пигментированных песков и супесей встречаются часто, но залежи, имеющие промышленное значение, среди них довольно редки. Месторождения данного типа образовались в результате фильтрации минерализованных железистых вод через пористые породы (пески, супеси) и накопления в последних выпадающих из раствора окислов железа и марганца. В большинстве случаев они приурочены к аллювиальным пескам нижних надпойменных террас рек, к песчаным отложениям древнеозерных террас, к флювиогляциальным пескам в пределах межкамковых котловин и долинообразных депрессий. Пигментированные пески и супеси характеризуются более низким содержанием пигмента, чем «земляные краски». В чрезвычайно редких случаях встречаются пески, содержащие пигмент в количестве 72—73 и даже 85%. Обычно же содержание последнего в них не превышает 50%. Примером подобного типа может служить месторождение красящих песков Крепье, расположенное в 7 км к востоку от г. Валдая Новгородской области. В геологическом строении месторождения принимают участие флювиогляциальные отложения, представленные разнозернистыми песками с гравием, галькой и валунами. Красящие пески залегают в виде двух линз мощностью от 0.3 до 0.8 м (в среднем 0.59 м). Во вскрыше залегают пигментированный почвенно-растительный слой мощностью 0.1 м. Расстояние между залежами 70—80 м.

Очень часто встречаются месторождения пигментов смешанного типа, например болотные руды в сочетании с красящими песками или «земляными красками», и т. п.

В пределах описываемой территории наиболее богатыми месторождениями природного красочного сырья и одновременно наиболее изученным является район Карельского перешейка. Здесь сосредоточено наибольшее количество разведанных месторождений, проявлений и площадей, перспективных для поисков минеральных красок. Увлажненность этой территории, преобладание на поверхности песчаных, хорошо фильтрующихся четвертичных отложений, пересеченный рельеф представляют благоприятные условия для формирования рассматриваемого полезного ископаемого.

Значительная часть площадей, перспективных для поисков минеральных красок, на Карельском перешейке, и в том числе наиболее крупных из них, приурочена к речным долинам, болотам и понижениям в пределах останцовых плато (типа расчлененных камовых террас) — возвышенностей Лемболовской, Токсовской, Колтушской, Всеволожской и т. п., а также к равнинам, прилежащим к этим образованиям. Целый ряд участков, на которых обнаружены красящие пески или глины, примыкают к подножиям менее крупных песчаных возвышенностей — камов и понижениям среди камовых холмов, например, в районе поселков Первомайское, Макеевское, Рошино, оз. Нурми-ярви и др. На Карельском перешейке встречаются залежи минеральных красок озерно-болотного происхождения, приуроченные к окраинам болот (например, в верховьях р. Охты). В аллювии террас и пойм некоторых мелких рек Карельского перешейка также имеются залежи красящих песков и глин. В верхних слоях озерных отложений террас оз. Красного, оз. Патрикин-ярви и др. наблюдаются небольшие залежи красящих песков и глин.

Ряд площадей, перспективных для поисков минеральных красок, связан с местами выхода на поверхность грунтовых вод у подножия Ордовикского глинта и в долинах рек, его прорезающих (например, вдоль р. Ижоры). С выходами грунтовых вод, выносящих окислы железа из

пестроцветных песчаных отложений девона и аккумуляцией пигментов в толще озерно-ледниковых песков, связаны проявления минеральных красок в Псковской области, в районе г. Печоры и у дер. Болженца, на правом берегу р. Великой. В Новгородской области проявления красочного сырья связаны с выходом на поверхность карстовых вод и аккумуляцией окислов железа и песках зандровых и озерно-ледниковых равнин в пределах Карбонового уступа и Карбонового плато. Запасы минерального красочного сырья на описываемой территории несомненно могут быть пополнены при развертывании направленных поисковых работ до уровня, способного обеспечить потребность местной лакокрасочной промышленности.

Гажа и известковый туф

Месторождения гажы и туфа, приуроченные к четвертичным отложениям, в то же время в большинстве случаев генетически связаны и с карбонатными породами их ложа, рельефом поверхности этих пород и выходами на поверхность источников подземных вод (Материалы по изучению пресноводных известковых отложений, 1963). Для формирования гажы благоприятными являются сочетание следующих условий: 1) наличие карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей, известковистых глин и песчаников переслаивающихся с песками и т. п.), подстилающих четвертичные отложения; 2) небольшая мощность и преимущественно песчаный состав последних, способствующий разгрузке водоносных горизонтов; 3) выходы на поверхность напорных подземных вод, обогащенных растворами карбонатов; 4) наличие в современном рельефе понижений, способствующих застою вод в местах выходов на поверхность источников.

В ряде случаев присутствие в толще четвертичных отложений галечников или щебня карбонатных пород, содержащих грунтовые воды, также может способствовать формированию гажы известкового туфа.

В пределах рассматриваемой территории карбонатные породы выходят на поверхность или залегают неглубоко под четвертичными отложениями в пределах Ордовикского и Карбонового плато, а также местами в пределах Девонской низины (рис. 2). В рельефе дочетвертичного субстрата выработаны уступы-куэсты (глинт, Карбоновый уступ) большой протяженности, разветвленная сеть глубоко врезанных древних долин; здесь имеются и соответствующие гидрогеологические условия. Мощность четвертичных отложений на некоторых участках равнин, уступов и плато дочетвертичной поверхности сокращается до одного или нескольких метров. Таким образом, в таких местах есть участки с благоприятными условиями для формирования туфа и гажы.

Залежи гажы и туфа приурочены к бессточным котловинам, поверхностям террас, устьям небольших рек и ручьев, впадающих в озера, к берегам последних, болотам (как правило, низинным) и имеют обычно линзовидную форму, в толще их встречаются прослой торфа, мощность залежи изменяется в широких пределах — от нескольких сантиметров до 7—8 м.

На территории Ленинградской области, главным образом в западной ее части, известно 14 месторождений гажы и туфа, в пределах Псковской области — 42 месторождения, в Новгородской области последние пока не выявлены.

Наиболее крупным месторождением гажы для всей описываемой территории является Глядино-Забородское, расположенное в 18 км к западу от г. Красное Село Ленинградской области. Залежи гажы здесь приурочены к террасированному склону Ордовикского уступа и к Предглинтовой низменности. Гажа представляет собою породу от снежно-белого до темно-коричневого цвета, местами глиноподобную, местами крупин-

чатую или порошкообразную. По всей толще встречаются включения туфа и прослой торфа. Она залегает на размытой поверхности послеледниковых или ледниковых отложений, иногда непосредственно на кембрийской глине, нивелируя неровности ложа. Последующими процессами гажка была размыта, благодаря чему залежь расчленилась на несколько более мелких. По этим же причинам мощность гажки варьирует в очень широких пределах от нескольких сантиметров до 7.3 м. Перекрыта она либо торфом, либо почвенным слоем. В пределах месторождения имеется шесть залежей гажки, из них четыре расположены по склону глинта и два — в Предглинтовой низменности. Гажка, залегающая на склонах глинта, как правило, порошкообразная, рыхлая, светло-кремового цвета. Весьма характерной особенностью этих залежей, являются включения известкового туфа, без какой-либо закономерности распределенные по всей толще. Размеры включений колеблются от долей сантиметра до глыб размером 2×5 м. Туфы представляют собою ноздреватую породу от белого до светло-коричневого цвета, крепкую, от удара крошащуюся. Гажка, залегающая на склонах глинта, чаще всего перекрывается почвенным слоем и лишь в редких случаях торфом; мощность вскрыши от 0.1 до 0.9 м. Подстилается она, как правило, мореной. В пределах Предглинтовой низменности расположены залежи гажки, переслаивающиеся с торфом.

С 1957 г. месторождение разрабатывается Кипенским отделением «Сельхозтехники» Гатчинского сельскохозяйственного управления, торф и гажка используются в качестве удобрения.

Типичным и одним из наиболее крупных месторождений известкового туфа является месторождение Веребково, расположенное в 6—7 км к юго-западу от г. Печоры Псковской области. Месторождение приурочено к долине р. Белки и представляет собою узкую, вытянутую в меридиональном направлении залежь длиной около 2.5 км. Ширина ее колеблется в северной части месторождения в пределах 50—100 м, а в южной составляет около 200 м. Промышленный слой сложен известковым туфом рыхлым, светло-серого и белого цвета, иногда с коричневатым оттенком, с прослоями крепкого пористого и ноздреватого туфа. Рыхлый туф обычно слежавшийся. В северной части месторождения встречается гажка. Мощность известковых туфов колеблется от 0.1 до 10.9 м, составляя на большей части месторождения 3—5 м.

Наиболее богата туфом и гажкой площадь, расположенная в Псковской области, к югу от Псковского озера (район г. Изборска). Здесь месторождения данного сырья генетически связаны с источниками минерализованных вод, приуроченных к склонам современных и древних долин, прорезающих толщу карбонатных пород с прослоями глины и песков саргаевского и семилукского горизонтов верхнего девона. С выходами на поверхность тех же девонских карбонатных пород и сетью древних и современных долин рр. Луги, Оредежи и их притоков, с минерализованными напорными водами старооскольского горизонта и контактами на поверхности этой мощной толщи песчано-глинистых пород с мергелями нарковского горизонта и карбонатными породами саргаевского горизонта связаны, вероятно, проявления гажки и туфа на площадях междуречья Луги и Оредежи. В юго-западной части Псковской области поверхность субстрата четвертичной толщи сложена преимущественно верхнедевонскими известняками, доломитами, мергелями и другими карбонатными породами саргаевского, семилукского и бургского горизонтов. Морена здесь также обогащена карбонатами; за счет выноса карбонатов грунтовыми водами сформировались залежи гажки и туфа к северо-западу от г. Бежаницы и в районе г. Опочки.

С прослоями галечников карбонатных пород в четвертичных отложениях связаны проявления гажки и туфа и в ряде других мест. Например,

в Новгородской области, в Окуловском районе, у дер. Забродье, небольшая залежь гачи приурочена к подножию песчаной гряды, протягивающейся между озерами Заозерье и Перетно. Однако залежи такого типа, как правило, локальные, маломощные и могут быть использованы лишь для известкования почв прилегающих хозяйств и других местных нужд.

В зоне Карбонового уступа поиски целесообразнее производить в пределах верхней его части и вдоль западной окраины Карбонового плато, в тех местах, где они расчленены долинами. Выбирать участки следует с наименьшей мощностью четвертичного покрова, обследуя районы развития карста и выходов карстовых вод на поверхность, а также участки древних долин с озеровидными расширениями, с плоскими днищами и ящикообразной формой поперечного профиля. На таких участках необходимо обследовать низинные торфяники.

Помимо охарактеризованных выше видов полезных ископаемых, с четвертичными образованиями могут быть связаны минеральные воды (например, полустровские воды в районе г. Ленинграда), лечебные грязи (курортом «Хилово» разрабатываются лечебные грязи, накапливающиеся в настоящее время на дне оз. Лунево) и другие ценные полезные ископаемые. Однако к настоящему времени имеется очень мало сведений об их распространении на описываемой территории.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На территории со сходным генезисом рельефа, литологией четвертичных отложений и историей развития обычно распространены парагенетически связанные между собой залежи различных видов полезных ископаемых. Так, например, в пределах низин, окружающих Ладожское озеро, Финский залив и Чудское озеро, месторождения глин, строительных песков и диатомитов приурочены к отложениям озёрно-ледниковых, озерных и морских водоемов поздне- и послеледникового возраста, к их террасам, береговым линиям и т. п.

Из сказанного следует, что выявление площадей, перспективных для поисков новых месторождений, целесообразно производить с учетом геолого-геоморфологической ситуации. Ниже приводится первая попытка районирования с этой точки зрения (карта 2, см. вкладку).

1. Карельский перешеек. Здесь выявлен разнообразный комплекс полезных ископаемых: валунно-песчано-гравийный материал, строительные пески, минеральные краски, глины, валунный камень. Район является одним из наиболее насыщенных разведанными месторождениями и площадями, перспективными для поисков. По количеству разведанных месторождений первое место принадлежит валунно-песчано-гравийному материалу, второе — минеральным краскам. Имеется множество площадей, перспективных для поисков названных видов сырья, а также диатомитов. Разнообразие и большое количество разведанных месторождений в этом районе объясняется, с одной стороны, близостью к Ленинграду как потребителю и в связи с этим хорошей изученностью, с другой стороны, разнообразием геолого-геоморфологических условий. В пределах Карельского перешейка расположены Лесогорский, Выборгско-Приозерский, Вуоксинско-Приморский, Котовский и Орехово-Токсовский геоморфологические районы. Здесь сочетаются «сельги», озы, камовые и моренные холмы и гряды, расчлененные эрозией камовые террасы, водно-ледниковые и морские равнины, ложбины, реликтовые озерные котловины. В составе четвертичных отложений широко развиты пески с большой примесью гравия, гальки, валунов. Месторождения валунно-песчано-

гравийного материала здесь могут быть связаны и со всеми перечисленными краевыми формами и с отложениями бассейнов. Минеральные краски приурочены, как правило, к подножиям песчаных возвышенностей и прилегающим к ним равнинам, глины — к озерно-ледниковым отложениям, диатомиты — к морским литориновым осадкам на северо-западном побережье Финского залива и к озерным отложениям в реликтовых котловинах, отчлененных от балтийско-ладожской водной системы после спада послеледниковых трансгрессий. Скопления валунов могут быть приурочены к отдельным озам и моренным грядам.

Разведанные месторождения.² Глины: 1, 2, 5, 7, 10, 36, 44, 75; валунно-песчано-гравийный материал: 4, 6, 8, 9, 11—18, 37—43, 45, 46, 48, 51, 54, 60, 70—74, 80, 93; пески строительные: 19, 47, 79, 84; минеральные краски: 49, 50, 52, 53, 55—59, 61—66, 76—78, 81—83, 89, 125.

II. Низины, окружающие Ладожское озеро, Финский залив и Чудское озеро (Предглинтовая низина). К комплексу полезных ископаемых, свойственных району Карельского перешейка, здесь прибавляются месторождения гажы и диатомита. Район не менее богат разведанными месторождениями, выявлены также и площади, перспективные для всех встречающихся здесь видов сырья. Разнообразие комплекса полезных ископаемых в данном районе связано с пестротой литологического состава и разнообразием фаций поздне- и послеледниковых водных отложений, слагающих поверхность Предглинтовой низины, и с особыми гидрогеологическими условиями (вынос на поверхность карбонатных вод и растворов окислов железа у подножия уступа — глинта). Геоморфологическое строение территории довольно однообразно — это район ступенчатых аккумулятивных озерно-ледниковых, озерных и морских равнин с береговыми валами и размытыми краевыми образованиями.

Эта территория (в общих чертах) приурочена к Лужско-Наровскому, Ковашскому, Приневскому и Южно-Ладожскому геоморфологическим районам. В составе четвертичных отложений здесь присутствуют следующие породы: разнозернистые сортированные и несортированные пески, гравий, галька и валуны, глины ленточные, сапропелиты, гажы, известковый туф, охры. В районе по количеству разведанных месторождений занимают первое место строительные пески и валунно-песчано-гравийный материал.

Промышленные залежи приурочены, как правило, к линейным формам рельефа: береговым валам, озам, грядам, образованным сочетанием озов и камов. Кроме того, они могут быть встречены в озерных и озерно-ледниковых песках, слагающих террасы. В этом районе используются и современные морские пески (месторождение Лондонская отмель).

Второе место занимают месторождения глин. Подавляющее большинство из них представлено ленточными глинами, слагающими озерно-ледниковые равнины в Приневской низменности.

Скопления валунов приурочены к размытым краевым образованиям невисской стадии, окружающим Ладожское озеро. Месторождения диатомитов сосредоточены в районе г. Нарвы и, как уже было сказано, приурочены к морским литориновым отложениям. Залежи гажы и известкового туфа и месторождения минеральных красок примыкают к склону и подножию глинта. Площади, перспективные для поисков глин и песков, связаны с теми же отложениями и формами рельефа, что и их месторождения. Залежи глины могут быть найдены и в древних озерных отложениях в районе г. Кингисеппа. Диатомиты и другие сапропелиты могут быть обнаружены в литориновых отложениях вдоль всего побережья Финского залива, а также в отложениях ладожской трансгрессии. Площади, перспек-

² См. список месторождений.

тивные для поисков минеральных красок и гаж, сосредоточены в предглинтовой зоне.

Разведанные месторождения. Глины: 69, 94, 95, 114, 116, 121—124, 128, 130—132, 134, 136—138, 141—147, 149, 152, 160, 167; скопления валунов: 90, 97, 98, 101, 120, 169; валунно-песчано-гравийный материал: 67, 68, 85, 87, 88, 91—93, 96, 99, 105—109, 111, 112, 117, 159, 168, 170—172, 227; пески строительные: 100, 110, 115, 126, 129, 133, 136, 139, 140, 150, 163, 166, 228, 230—232, 235, 237, 256; гаж и известковый туф: 118, 119, 229; диатомиты: 161, 162, 164, 165; красочные глины и другие минеральные краски: 113, 125, 127, 148.

III. Возвышенности, расположенные к югу от глинта. В составе полезных ископаемых на этой территории имеются валунно-гравийно-песчаный материал, пески строительные, гаж, известковый туф и глины. Количество разведанных месторождений и площадей, перспективных для их поисков, по сравнению с двумя первыми районами уменьшается. Распределены они по площади неравномерно: большая часть выявленных залежей сосредоточена в центральной части района.

Границы этой территории почти соответствуют границам Ижорского, Мгинского, Тосненского и Нижневолховского геоморфологических районов. Здесь развиты абразионные и аккумулятивные моренные и озерно-ледниковые равнины с единичными краевыми формами, приуроченные к куэсте Ордовикского плато, бронированного известняком. В составе четвертичной толщи преобладают морена и озерно-ледниковые глины. Месторождения песков и валунно-гравийно-песчаного материала связаны с единичными краевыми формами, глин — с отложениями, слагающими озерно-ледниковые, реже моренные, равнины. Гаж и известковый туф приурочены к зоне глинта и долинам, врезанным в Ордовикское плато. Площади, перспективные для поисков полезных ископаемых, связанных с обломочными породами, приурочены к тем же геоморфологическим объектам, что и разведанные месторождения глин, песков и валунно-песчано-гравийного материала, что справедливо и по отношению к площадям, перспективным для поисков гаж и туфа. Залежи сапропелитов могут быть выделены в основании водораздельных торфяников.

Разведанные месторождения. Глины: 102—104, 157, 175, 180, 182, 196, 198, 199, 204—207; валунно-песчаный материал: 151, 153, 154, 178, 181, 183, 186, 188, 192, 200, 201, 243; пески строительные: 177, 179, 191, 193, 202, 203, 240, 244, 245; гаж и известковый туф: 174, 176, 184, 187, 189, 190, 194, 195, 197.

IV. Лужская возвышенность и район восточного побережья Чудского и Псковского озер. Территория с однообразным комплексом полезных ископаемых, неравномерно распределенных по площади. Здесь разведаны лишь глины, валунно-песчано-гравийный материал, пески строительные и два месторождения формовочных песков. Большая часть их сосредоточена близ г. Пскова и пос. Струги Красные. Она в геоморфологическом отношении соответствует Плюсковому, Чудскому и Стругокрасненскому районам. Здесь распространены моренные и озерно-ледниковые равнины, сложенные песками и глинами с единичными краевыми образованиями, а также имеется срединный массив — Лужская возвышенность. Именно к ним и приурочено большинство залежей песков строительных, валунно-песчано-гравийного материала, формовочных песков (камовая гряда у пос. Струги Красные). Залежи эти разнообразны по форме, размерам и литологии. Глины приурочены, так же как и в предыдущих районах, в основном к озерно-ледниковым равнинам, реже могут быть встречены залежи в других генетических типах четвертичных осадков. Площади, перспективные для поисков полезных ископаемых, связанных с песчано-глинистыми породами, на этой территории выявлены в небольшом коли-

честве. Большие запасы сапропелитов связаны с донными осадками Чудского и Псковского озер, а также могут быть встречены в других, более мелких озерах этого района и в основании водораздельных торфяников.

Разведанные месторождения. Глины: 242, 291, 293, 386; валунно-песчано-гравийный материал: 236, 239, 241, 289, 290, 295, 341—349, 351, 352, 385; пески строительные: 238, 257, 294, 384, 387; пески формовочные: 294, 350.

V. Лужско-Тосненская водораздельная равнина. Полезные ископаемые этого района разнообразны; здесь имеются залежи глин, валунно-песчано-гравийного материала, песков строительных, гаж и известкового туфа, сапропелита и земляных красок. Однако количество разведанных месторождений невелико, и, кроме того, большинство из них сосредоточено вблизи г. Луги. Описываемая территория в основном совпадает с территорией Лужско-Оредежского геоморфологического района. Здесь распространены сильно заболоченные, абрадированные моренные равнины, окруженные ступенчатыми озерно-аккумулятивными равнинами, и размытые краевые образования. Состав четвертичных отложений разнообразен. Все это объясняет разнообразие форм, размеров и качественных характеристик залежей тех видов полезных ископаемых, которые связаны с обломочными породами. Для района характерны и полезные ископаемые химического генезиса — гаж, туф, краски. Их формирование обусловлено выходами на поверхность по долинам рек минерализованных грунтовых вод, главным образом из девонских, а также и четвертичных отложений. Здесь выявлено большое количество площадей, перспективных для поисков названных видов сырья. Скопления валунов сосредоточены у контактов абразионных моренных и озерно-ледниковых равнин, а также вблизи размытых краевых образований; залежи гаж и красок приурочены к террасам на склонах речных долин, сапропелиты подстилают крупные водораздельные торфяники и выполняют днища реликтовых, зарастающих озер. Глины приурочены к озерным и озерно-ледниковым отложениям, реже к морене и камам; пески строительные — к камам; валунно-песчано-гравийный материал — к камам и линейным краевым формам, вытянутым вдоль р. Луги.

Разведанные месторождения. Глины: 258, 260, 261, 263, 265, 271, 355; валунный камень: 267; валунно-песчано-гравийный материал: 259, 269, 270, 299, 301—304, 306; пески строительные: 262, 264, 305; гаж и известковый туф: 266, 268, 296—298, 300.

VI. Онежско-Ладожский перешеек. Набор четвертичных полезных ископаемых в районе ограничен. Все месторождения сосредоточены вдоль долины р. Свири. Здесь выявлены только валунно-песчано-гравийный материал, пески строительные и глины. В геоморфологическом отношении эта территория в общих чертах соответствует Свирско-Оятскому, Ивинскому и Олонецкому районам. Развиты моренные, озерно-ледниковые и озерные равнины, срединный массив, единичные краевые образования. В районе зафиксированы площади, перспективные для поисков валунно-песчано-гравийного материала, песков строительных и скопления валунов. Большинство из них приурочено к системе ложбин стока талых ледниковых вод, освоенной в настоящее время р. Свирью. Менее крупные залежи приурочены к флювиогляциальным и озерно-ледниковым равнинам, к краевым формам. Большая часть площадей, перспективных для поисков глин в этом районе, приурочена к озерно-ледниковым плато (звонцам), реже к озерно-ледниковым равнинам. Мелкие залежи глин могут быть встречены в аллювии и озерных отложениях.

Разведанные месторождения. Глины: 28; валунно-песчано-гравийный материал: 21—24, 27, 29—35; пески строительные: 25, 26.

VII. Валдайская возвышенность. Район, богатый разнообразными полезными ископаемыми, здесь присутствуют все охарактеризованные в данном разделе их виды. Причудливое сочетание различных краевых ледниковых форм рельефа и стадияльных перигляциальных образований, исключительная пестрота литологического состава четвертичной толщи в этом районе, входящем в систему главного конечноморенного пояса, и объясняют обилие генетических типов, разнообразие форм залежей, условий залегания и качества полезных ископаемых. Приуроченность краевой зоны к куэсте известняков карбона, интенсивная расчлененность этой территории речной сетью (зачастую врезанной не только в четвертичные, но и в подстилающие их коренные породы), создали благоприятные условия для дополнения комплекса разнообразных полезных ископаемых, генетически связанных с ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, такими как гажка, известковый туф, минеральные краски. В районе выделено большое количество площадей, перспективных для поисков промышленных залежей всех видов сырья, свойственных этому району.

Разведанные месторождения. Глины: 225, 318, 320, 322, 323, 326, 362, 368, 371; валунный камень: 419; валунно-гравийно-песчаный материал: 222, 224, 255, 282, 286, 317, 321, 329, 363, 364, 366, 367, 369, 370, 421, 422, 423; пески строительные: 223, 324, 325, 327; пески стекольные: 602; минеральные краски: 328, 365, 416, 417, 420.

VIII. Валдайско-Онежский уступ. Район примыкает с запада к Валдайской возвышенности. Здесь выявлены залежи валунно-песчано-гравийного материала, песков строительных, глин, гажки. Число разведанных месторождений невелико по сравнению с количеством выявленных площадей, перспективных для поисков названных видов сырья. В геоморфологическом отношении данная территория совпадает с проксимальным склоном основной краевой зоны. Весь район кроме самой южной части перспективен для поисков гажки, так как он приурочен к зоне Карбонового уступа, дренированного густой сетью речных долин. Большая часть площадей, перспективных для поисков глины, связана с ленточными глинами, слагающими ступени аккумулятивных озерно-ледниковых террас, окаймляющих западный склон Валдайской гряды. Залежи песков строительных приурочены к аналогичным формам рельефа, а также камам и к камовым террасам на склонах древних долин, расчленяющих уступ (рр. Полометь, Белая, Паша, Капша), и древним дельтам. Валунно-песчано-гравийный материал связан с ложбинами стока талых вод, каммами, дельтами ледниковых потоков, скопления валунов — с абразионными террасами, выработанными в морене.

Разведанные месторождения. Глины: 158, 219, 221, 281, 408, 447, 448; валунно-песчано-гравийный материал: 212, 214, 217, 254, 409—411, 413—415, 449, 452; пески строительные: 210—213, 215, 216, 220, 412; гажка: 218.

IX. Восточный склон Валдайской гряды. Район с небольшим количеством разведанных месторождений. Комплекс полезных ископаемых разнообразен: валунно-песчано-гравийный материал, пески строительные, глины, минеральные краски, сапропели, могут быть встречены гажка и известковый туф, формовочные пески. В геоморфологическом отношении территория соответствует Молого-Лидскому и Меглинскому районам. Это площадь распространения перигляциальных равнин с обширными водораздельными торфяниками, реликтовыми озерами и единичными краевыми ледниковыми формами.

В четвертичных отложениях преобладают флювиогляциальные и озерно-ледниковые галечники, реже глины и морена. Подстилаются они на большей части площади известняками. Валунно-песчано-гравийный материал приурочен в этом районе к проксимальным частям зандров и

ложбинам стока, к единичным краевым формам. Строительные пески могут быть встречены по всей площади как среди озерно-ледниковых, так и среди зандровых равнин. Минеральные краски встречаются в аллювии верховьев речных долин, берущих начало из крупных водораздельных болот, по окраинам последних (месторождения Ермолинское и Осташновское). Формовочные пески могут быть встречены среди хорошо отсортированных разностей озерно-ледниковых песков. Сапропелиты приурочены как к водораздельным и долинным реликтовым озерам, так и к озерным отложениям, подстилающим крупные торфяники.

Разведанные месторождения. Глины: 336—338; валунно-песчано-гравийный материал: 321, 330, 331, 334, 335, 339, 340; пески строительные: 226, 372; минеральные краски: 287, 282, 332, 333.

Х. Равнины бассейна р. Великой, Судомская возвышенность, отроги возвышенности Хаанья. Район с разнообразным комплексом полезных ископаемых и большим количеством как разведанных месторождений, так и площадей, перспективных для поисков различных видов сырья. Распределены они по площади довольно равномерно. В геоморфологическом отношении эта территория почти соответствует Хааньянскому, Псковскому, Великорецкому и Судомскому геоморфологическим районам. Это район озерно-ледниковых и озерных равнин с отдельными озами и моренными грядами, с востока и запада ограниченный срединными массивами. В составе четвертичных отложений в центральной равнинной части района преобладают озерно-ледниковые пески и ленточные глины, а на возвышенностях морена с линзами песков различной сортировки и генезиса с линзами и пятнами гравия и гальки, а также озерно-ледниковых глин. Существенно для определения комплекса полезных ископаемых большое участие карбонатов в подстилающих коренных породах, а также и в грубообломочном материале четвертичных отложений. Месторождения глин и площади, перспективные для их поисков, приурочены в основном к озерно-ледниковым равнинам, пересекаемым р. Великой, а на Судомской возвышенности — к звонцам. Месторождения строительных песков и валунно-песчано-гравийного материала связаны, как правило, с моренными и озовыми грядами. Район богат залежами гаж и известкового туфа. В районе г. Изборска они встречаются на террасах мелких рек и ручьев, дренирующих известняки девона, перекрыты маломощным чехлом четвертичных отложений. Залежи гаж на востоке района связаны с источниками вод, минерализация которых, вероятно, объясняется большим количеством карбонатной гальки в обводненных линзах четвертичных отложений. Минеральные краски приурочены к аллювию. Сапропели залегают в основании торфяников, возникших на месте заросших озер, и в реликтовых, древних озерных котловинах.

Разведанные месторождения. Глины: 388, 389, 398, 425, 430, 431, 442, 455, 456, 458, 485; валунно-песчано-гравийный материал: 353, 355, 382, 385, 391—393, 395—397, 399—402, 426, 427, 432, 433, 443—445, 454, 459, 482—484, 486, 487; пески строительные; 373, 390, 453; гаж и известковый туф: 374—381, 383, 394, 428, 434—436, 438; минеральные краски: 424.

XI. Бежаницко-Вязовская возвышенность. Район с большим количеством разведанных месторождений различных видов сырья, равномерно распределенных по площади. Это район распространения таких форм рельефа, как моренные холмы, камы, звонцы, озы и др., приуроченных к выступу в рельефе коренных пород. Мощная толща четвертичных отложений со сложными взаимоотношениями литологических разностей. Закономерности распределения залежей песков валунно-песчано-гравийного материала и минеральных красок аналогичны характерным месторождениям на Валдайской возвышенности. Особенностью района является обилие звонцев с большой мощностью слагающих их поверхность

глин. К ним приурочены площади, перспективные для поисков кирпичного, гончарного и т. п. сырья, которые пока еще слабо изучены. В этом районе много разведанных месторождений гажы, генетические связи которых подобны охарактеризованным в предыдущем районе.

Разведанные месторождения. Глины: 489, 491—493, 499, 503, 511—515, 518, 524, 541, 549, 550, 552, 553, 570—572, 579, 580, 582; валуно-песчано-гравийный материал: 461, 464, 466, 467, 469—471, 488, 490, 495, 497, 498, 502, 504, 506, 508—510, 519, 521, 529, 536, 543, 544, 546—548, 557, 560, 561, 568, 569, 574, 575, 584, 598; пески строительные: 461, 494, 516, 522, 545, 555, 573, 576—578, 581; гажы и известковый туф: 460, 463, 465, 468, 496, 500, 501, 507, 520, 523, 526, 528, 530—535, 537—540, 542, 554, 556, 558, 559, 563—567, 585; минеральные краски: 525.

XII. Верхнедвинские равнины. Территория бедна разведанными месторождениями полезных ископаемых, число выявленных площадей, перспективных для их поисков, также невелико. Залежи валуно-песчано-гравийного материала, сосредоточены в районе г. Торопца (они приурочены к проксимальной части зандров), имеются пески строительные, валунный камень, небольшие месторождения глин. Район по геоморфологическим условиям, составу четвертичной толщи и закономерностям размещения полезных ископаемых очень близок к району восточного склона Валдайской возвышенности. С точки зрения поисков полезных ископаемых изучен еще недостаточно.

Разведанные месторождения. Глины: 583, 599—601; валунный камень: 551; валуно-песчано-гравийный материал: 586, 588, 590—596; пески строительные: 589.

XIII. Ловатско-Ильменско-Тихвинская низина. Район распространения однотипных месторождений глин, валуно-песчано-гравийного материала и песков строительных, реже встречаются месторождения валунного камня, зафиксировано одно месторождение минеральных красок. Озеро Ильмень и окружающие его болотные массивы являются коллекторами илов-сапропелитов.

Обширная территория занята озерно-ледниковыми, озерными и озерно-аллювиальными равнинами с гирляндами размытых, преимущественно линейных, форм ледникового рельефа. Месторождения глин занимают первое место в этом районе и приурочены к ленточным глинам, слагающим поверхность равнины.

Месторождения строительных песков приурочены к более мелководным, прибрежным фациям озерно-ледниковых бассейнов и тяготеют к их береговым линиям. Залежи грубого обломочного материала связаны с грядовыми формами ледникового рельефа. Скопления валунов наблюдаются у контакта озерно-ледниковых и абродированных моренных равнин и вблизи размытых грядовых форм рельефа.

Разведанные месторождения. Глины: 157, 245—247, 249, 252, 275, 308—313, 315, 472, 473, 517; валунный камень: 278, 404, 407; валуно-песчано-гравийный материал: 208, 209, 251, 253, 272—274, 277, 279, 280, 307, 316, 353, 356, 357, 359, 403, 440, 441, 446, 451, 474—482; пески строительные: 155, 156, 248, 276, 358, 406, 450; минеральные краски: 360.

СПИСОК МЕСТОРОЖДЕНИЙ³

1м — Яскинское, в 2 км к СВ от ст. Лесогорск: глины кирп.; 2м — Бородинское (Сойральское), в 1 км к ЮЗ от ст. Бородинское: глины кирп.; 3к — Березово, в 50 м к ЮЗ от пос. Березово, берег Ладожского оз.: грав. песч.; 4к — Кузнечное (Каар-

³ Принятые сокращения: вал. грав. — валуно-гравийный материал; вал. грав. песч. — валуно-гравийно-песчаный материал; вал. камень — валунный камень; глины кирп. — глины кирпичные; глины цем. — глины цементные; грав. песч. —

лахти), в 1,5 км к СЗ от ст. Кузнечное: грав. песч.; 5м — Белый Камень, в 16 км к СЗ от г. Приозерск: глины кирпич.; 6м — Приозерское, в 3—4 км к СВ от ст. Приозерск: грав. песч.; 7м — Кравцовское (Ховинмаа), в 12—14 км к СЗ от г. Выборга: глины песч.; 8м — Ханколово, в 2 км к СЗ от ст. Тамми-Суо, в 6 км к С от г. Выборга: грав. песч.; 9к — Тамми-Суо, в 1 км к СВ от ст. Тамми-Суо, в 5 км к СВ от г. Выборга: грав. песч.; 10м — Выборгский кирпичный завод (Тамми-Суо), в 3—4 км к СВ от г. Выборга: глины кирпич.; 11м — Гвардейское, в 6 км к СВ от г. Выборга: грав. песч.; 12с — Сайние, в 11 км к ЮВ от г. Выборга: грав. песч.; 13к — Черкасовское, в 2 км к СВ от ст. Черкасово: грав. песч.; 14м — Каменногорское, в 1 км к СВ от р. Вуоксы, в 1 км к В от ст. Каменногорск: грав. песч.; 15м — Боровинское, в 5 км к В от г. Каменногорска, близ ст. Боровинка: грав. песч.; 16с — Вещево, в 15 км к СВ от ст. Тамми-Суо, вблизи шоссе Выборг—Вещево: грав. песч.; 17к — Весино, в 3 км к З от ст. Отрадное: грав. песч.; 18с — Первомайское, в 1,5 км к СЗ от ст. Отрадное: грав. песч.; 19м — Саккола, 103-й км, близ ст. Гроново: пески стр.; 20с — Толстое, в 3 км к С от пристани Верхняя Мандрога: грав. песч.; 21с — Осиевщина, на левом берегу р. Свири, в 1,2 км к Ю от дер. Осиевщины: грав. песч.; 22к — Лептевщина-Терехово, левый берег р. Свири, в 5 км к З от ст. Свирь: вал. грав. песч.; 23м — Паломка, на правом берегу р. Свири, против дер. Мандрога: грав. песч.; 24с — Мандрога, в 25—28 км к СВ от ст. Лодейное Поле, по берегу р. Свири, в районе дер. Верхняя Мандрога: грав. песч.; 25к — Мирошкиничи, в 3 км к СВ от ст. Лодейное Поле: пески стр.; 26м — Охталское, в 5 км к З от ст. Лодейное Поле, на левом берегу р. Свири: пески стр.; 27к — Граждановское, в 3—5 км к С от ст. Свирь: грав. песч.; 28м — Олесовское, в 0,5 км к СВ от дер. Олесово: глины кирпич.; 29м — Важинское, на левом берегу р. Важинки, в 3 км к СЗ от ст. Свирь: грав. песч.; 30с — Свирь, в 4 км к СЗ от ст. Свирь: грав. песч.; 31м — Высокий Бор, в 1 км от Никольской судовой верфи: грав. песч.; 32м — Кезо-ручей (Свицкий карьер) на левом берегу р. Свири, в 4—6 км к ЮЗ от ст. Свирь: грав. песч.; 33м — Никольский карьер, в 4 км от ст. Свирь, у дер. Никольское: грав. песч.; 34с — Погра, в 1,5—2 км от ст. Погра: грав. песч.; 35с — Старцев Бор, на левом берегу р. Свири, в районе с. Подпорожья: грав. песч.; 36м — Верхне-Черкасовское, в 0,5 км к Ю от ст. Верхне-Черкасово: глины кирпич.; 37с — Прибыловское, в 2,5—3,0 км к СВ от ст. Прибылово: грав. песч.; 38м — Зайчихино, ст. Ермилово: грав. песч.; 39м — Хуамалиоки, в 15 км к В от г. Приморска: грав. песч.; 40м — Рябово, в 1 км к СЗ от ст. Куомоярви: грав. песч.; 41к — Гавриловское, у ст. Гаврилово: вал. грав. песч.; 42м — Восточновыборгское шоссе, 101-й км, в 21 км к ЮЗ от ст. Гаврилово: грав. песч.; 43м — Бабочинское, в 6 км к З от ст. Кирилловская: грав. песч.; 44с — Кирилловское (Перкьяркви), в 7 км к В от ст. Кирилловское: глины кирпич.; 45к — Семозерье II, в 2 км к Ю от ст. Победа: грав. песч.; 46м — Мичурино, в 35 км к СВ от пос. Сосново, на южн. берегу оз. Вуоксярви: грав. песч.; 47к — Варшко-Среднегорье, в 1,5 км к ССВ от дер. Климово: пески стр.; 48м — Варшко-Среднегорье, в 2—3 км к Ю от оз. Вуокса: грав. песч.; 49м — Куопиенмякское, в 4,5 км к СВ от ст. Петровская: мин. кр.; 50м — Петлярьское, в 0,5 км к ЮВ от ст. Петровская: мин. кр.; 51к — Мичуринское, в 9 км к СЗ от ст. Сосново: грав. песч.; 52м — Южно-Петяярвское, в 2,5 км к ЮЮВ от ст. Петровская: мин. кр.; 53н — Петяюкское, в 1 км от пос. Петровское: мин. кр.; 54с — Петяярви, в 2,5—3,0 км к ЮВ от ст. Петровская: вал. грав. песч.; 55м — Лянияярвское, в 5 км к ЮВ от ст. Петровская: мин. кр.; 56м — Лянияярвское II, в 0,85 км к Ю от оз. Лянияярви: мин. кр.; 57м — Вита-Лампиевское, в 8,5 км от ст. Петровская: мин. кр.; 58м — Мякрилинское, в 8 км к З от ст. Сосново: мин. кр.; 59м — Лейникюлевское, в 3,5 км к СВ от ст. Сосново: мин. кр.; 60м — «46-й км», Приозерское шоссе, в 12 км к Ю от пос. Сосново: грав. песч.; 61м — Северо-Лемболовское, в 3,5 к ССЗ от Лемболовского оз., в 8 км к ССЗ от ст. Васкелово: мин. кр.; 62м — Южно-Лемболовское, в 8 км к З от ст. Васкелово, в 3 км к З от оз. Лемболово: мин. кр.; 63м — Путкеловское, в 11 км к СВ от ст. Грузино: мин. кр.; 64м — Паскоярвское, в 6 км к СВ от пос. Куйводи: мин. кр.; 65м — Лесное, в 0,95 к ВСВ от совхоза «Лесное»: мин. кр.; 66м — Гарболовское, в 0,3 км к ССВ от вост. окраины пос. Гарболово: мин. кр.; 67м — Тозоровское, на зап. побережье Ладожского оз.: вал. грав. песч.; 68м — Носовское, в 25 км к С от ст. Ладожское озеро, вблизи дер. Носовское: грав. вал.; 69м — Лахтинское, в 32 км к ЮЗ от г. Лодейное Поле: глины кирпич.; 70с — Семозерье I («18-й км»), в 7,5 км к ЮЗ от ст. Победа: вал. грав. песч.; 71к — Грибное, в 1 км к ЮЗ от платформы Япцеля: грав. песч.; 72м — «81-й км», Приморское шоссе, на 81-м км шоссе Ленинград—Приморск, в 0,1 км к С от шоссе: грав. песч.; 73с — Приветнинское, на берегу Финского зал., у разъезда Карьер Приветнинский: грав. песч.; 74с — Смолячково, в 1,5 км к СЗ от пос. Смолячково: грав. песч.; 75к — Рошинское, в 2,5 км к В от ст. Рошино: глины кирпич.; 76н — Ново-Алакульское, в 18 км к В от ст. Рошино: мин. кр.; 77н —

гравийно-песчаный материал; мин. кр. — минеральные краски; пески стр. — пески строительные; пески форм. — пески формовочные. Буквы при номере месторождения обозначают его размеры: к — крупное, с — среднее, м — малое, н — непромышленное.

Старо-Алакульское, в 1,3 км к СЗ от пос. Старый Алакуль, 7 км от ст. Репино: мин. кр.; 78м — Вуолы, в 1 км к СЗ (по шоссе) от пос. Вуолы: мин. кр.; 79с — Токсовское, в 1,5 км к ЮЗ от ст. Токсово: пески стр.; 80м — Левашовское, в 1,5 км к ЮЗ от ст. Левашово: грав. песч.; 81м, 82к — Парголово I, II, в 3—4 км к ЮЗ от ст. Парголово: мин. кр.; 83м — Успенское, в 3,3 км к З от ст. Парголово: мин. кр.; 84с — Шуваловское, в 2—3 км к З от ст. Шувалово: пески стр.; 85с — Краськово, на зап. берегу Ладожского оз., в 25 км к С от ст. Ладожское озеро: вал. грав. песч.; 86м — Хиттоловское, в 7,5 км к С от пос. Токсово: мин. кр.; 87к — Гаваньское, на зап. берегу Ладожского оз., в 20 км к С от ст. Ладожское озеро: вал. грав. песч.; 88с — Морьинское, на зап. берегу Ладожского оз., в 7 км к С от ст. Ладожское озеро: вал. грав. песч.; 89м — Токсово, в 0,6 км к ЮЗ от ст. Токсово: мин. кр.; 90с — Лепсарское, в 5,5 км к ССВ от пос. Проба: вал. камень; 91м — Ириновский карьер, в 2 км к СВ от ст. Рахья: грав. песч.; 92м — Рахья, в 0,8 км к С от ст. Рахья: грав. песч.; 93м — Бернгардовское, в 1,2—1,5 км к ЮЮВ от ст. Бернгардовка: грав. песч.; 94м — Красная Заря, у ст. Кирпичный завод: глины кирпич.; 95к — Вагановское, в 2 км к В от ст. Ваганово: глины кирпич.; 96м — Вагановское, в 0,5 км от платформы Ваганово: вал. грав. песч.; 97к — Дубновское, близ дер. Дубно, в 25 км к СЗ от г. Новая Ладога: грав. песч.; 98с — Дубно-Сумское, в 0,5—1,0 км к Ю от Старо-Ладожского канала, вблизи пос. Дубно: вал. камень; 99м — Песопкий Нос, в 3 км к СЗ от с. Черного, на берегу Ладожского оз.: грав. песч.; 100м — Ледневское, в 53 км к В от г. Петрокрепости: пески стр.; 101с — Юги, вблизи ст. Юги, в долине р. Воронежки: вал. камень; 102м — Остров, в 1,5 км к С от ст. Лунгачи, в 3 км к В от Сясьстроя: глины кирпич.; 103к — Мобаевское, в 4 км к С от ст. Колчаново, правый берег р. Сяси: глины кирпич.; 104с — Сясьское, в 1 км к ЮЗ от ст. Колчаново, берег р. Сяси: глины кирпич.; 105м — Банка Мерилода, в 4 км к ССВ от пос. Усть-Луга: грав. песч.; 106с — Белореченское, в 6 км к СВ от платформы Косколово, на р. Белой: песч. грав.; 107м — Копорка, в 1 км к З от ст. Копорье: грав. песч.; 108м — Вассарка, в 5 км к С от платформы Николаева: грав. песч.; 109м — Куммолово, в 2 км к З от разъезда Куммолово, правый берег р. Сясты: грав. песч.; 110м — Калище, между 71-м и 73-м км ж. д. Ленинград—Котлы: пески стр.; 111м — Карьер 71-й км, ж. д. Ленинград—Котлы: грав. песч.; 112к — Воронка, в 4 км к ЮВ от платформы Воронка, на правом берегу р. Воронка: грав. песч.; 113м — Юрьевское, в 4,5 км к СВ от ст. Копорье: мин. кр.; 114м — Большое Ижорское, в 2 км к ЮВ от ст. Большие Ижоры: глины кирпич.; 115к — Лондонская отмель, южн. побережье Финского зал.: пески стр.; 116м — Маргышкинское, в 8 км к ЮВ от г. Ломоносова: глины кирпич.; 117м — Узигонт, в 1 км к С от пос. Узигонта: грав. песч.; 118 — Порзоловское, в 7,5 км к Ю от г. Ломоносова: гаж; 119к — Глядино-Забродское, в 18 км к З от г. Красное Село: гаж; 120с — Жерновка, в 6 км к З от платформы им. Радченко: вал. камень; 121к — Сортировочная, в 1,5 км от ст. Сортировочная, в сторону г. Ленинграда: глины кирпич.; 122м — Кирпичный завод № 5 II отделение, ст. Мяглово, правый берег р. Невы: глины кирпич.; 123м — Пулковское, в 1 км к СЗ от пос. Пулково: глины кирпич.; 124с — Пушкинское, в 1 км к В от г. Пушкина: глины кирпич.; 125м — Янинское, в 5 км к Ю от ст. Ковалево: мин. кр.; 126м — Шереметьевское, в 2 км к З от г. Петрокрепости: пески стр.; 127м — Манушкинское, в 10 км к З от ст. Невская Дубровка: мин. кр.; 128к — Красная Звезда I отделение, правый берег р. Невы, 18 км выше г. Ленинграда: глины кирпич.; 129м — Правый берег р. Невы, в 0,5 км от ст. Невская Дубровка: пески стр.; 130м — Усть-Ижорское, левый берег р. Невы, 1 км ниже ст. Понтонная: глины кирпич.; 131м — Невское-Овдинское, правый берег р. Невы, в 1 км к В от пристани Домья: глины кирпич.; 132с — Красная Звезда II отделение, правый берег р. Невы, 20 км выше г. Ленинграда: глины кирпич.; 133м — Кузьминка, правый берег р. Невы, в 1 км к С от дер. Кузьминка: пески стр.; 134с — Кирпичный завод им. Свердлова, в 0,5 км от пристани Пирогово: глины кирпич.; 135с — Павлово-Петрушинское, левый берег р. Невы, между деревнями Павлово и Петрушино: пески стр.; 136к — Келколова Гора, в 4—6 км к СЗ от ст. Мга: глины; 137м — Возрождение, в 2 км к Ю от ст. Ижора: глины кирпич.; 138м — Саперная, в 1,5 км к В от ст. Саперная: глины кирпич.; 139к — Невские Пороги (Маслово), правый берег р. Невы, в 0,2 км от дер. Невские Пороги: пески стр.; 140к — Келколова Гора, в 4—5 км к СЗ от ст. Мга: пески стр.; 141—145к — Колпинское I—V, в окр. ст. Колпино: глины кирпич.; 146м — Маяк, на левом берегу р. Тосно, в 1,5 км от впадения ее в р. Неву: глины кирпич.; 147м — Усть-Тосненское, правый берег р. Тосно, в 2 км от ее впадения в р. Неву: глины кирпич.; 148м — Мгинское, в 1 км к З от ст. Мга: мин. кр.; 149м — Песчанка, в 3 км к Ю от ст. Ивановская: глины кирпич.; 150н — Назиевское, в 24 км к ЮЗ от г. Петрокрепости: пески стр.; 151к — Муя, в 15 км к ЮВ от пос. Мга: грав. песч.; 152м — Назиевская, в районе торфоразработок Назия: глины кирпич.; 153м — Георгиевский карьер, в 6 км к ЮВ от разъезда Георгиевский: грав. песч.; 154м — Гверстовка, в 12 км к СВ от ст. Скит: грав. песч.; 155м — Вехтуйское, в 7,5 км к С от г. Тихвина: пески стр.; 156м — Березовиковское, в 6 км к С от г. Тихвина: пески стр.; 157н — Овинское, в 3 км к СЗ от ст. Пылево: глины кирпич.; 158н — Капшинское, в 2 км к Ю от пос. Шугозеро: глины кирпич.; 159м — Усть-Лужское (Каменная Горка), 4—5 км восточнее впадения р. Луги в Лужскую губу: грав. песч.; 160м — Косколовское, в 2 км к В от ст. Косколово: глины кирпич.; 161н — Лешее болото (Ха-

балово), в 5—10 км от ст. Волговицы: диатомиты; 162н — Орлы-Куровицы, в 25—29 м от устья реки, между рр. Орлы и Куровицы: диатомиты; 163с — Нарва II (Чертова Гора), в 13 км к СЗ от Иван-города: пески стр.; 164н — Нарвское I (Каливере-Горки), в 15 км к С от ст. Нарва: диатомиты; 165с — Нарвское II (Тырвала, Смолка), в 10 км к С от г. Нарвы: диатомиты; 166с — Нарва I (Рийги), в 6 км к С от Иван-города: пески стр.; 167м — Поповка, в 2 км к СЗ от Иван-Города: глины кирп.; 168м — Нарвское, в 4 км к ЮВ от г. Нарвы: грав. песч.; 169к — Валговицы, в 4 км к СЗ от ст. Валговицы: вал. камень; 170м — Елизаветино, в 1.0 км к СЗ от разъезда Кямиши: вал. грав. песч.; 171м — Кямиши, в 10 км к СЗ от ст. Котлы: грав. песч.; 172м — Маттия (Каравево), в 5 км к ЗСЗ от ст. Котлы: грав. песч.; 173м — Пиллово, у дер. Пиллово, в 10 км к Ю от ст. Котлы; грав. песч.; 174м — Горское, близ с. Заполье, в 8 км к СЗ от ст. Веймары: глины кирп.; 175с — Алексеевское, в 3 км к СЗ от ст. Веймары: глины кирп.; 176м — Алексеевское, в 3 км к З от платформы Керстово: гажка; 177м — Пятницкое, в 3 км к СЗ от г. Кингисеппа: пески стр.; 178м — Ястребино, левый берег р. Городенки, в 80—100 м к СВ от дер. Ястребино: грав. песч.; 179м — Беседа, в 5 км к ЮЗ от ст. Молосковичи: пески стр.; 180м — Кингисеппское, в 2 км к ЮВ от ст. Кингисепп: глины кирп.; 181м — Надолблицы, в 4 км к ЮВ от ст. Веймара: грав. песч.; 182м — Волосовское, в 3 км к З от ст. Волосово: глины кирп.; 183м — Коложицы, в 3 км к СЗ от ст. Молосковичи: грав. песч.; 184м — Врудское, в 5 км к ЮЗ от ст. Вруда: гажка; 185м — Тяглинское, в 2 км от ст. Войсковичи: гажка; 186м — Вероланды, в 1.2 км к Ю от ст. Елизаветино: вал. грав. песч.; 187м — Кюрлевское, в 9 км к ЮЗ от ст. Елизаветино: гажка; 188м — Лиможское (Изварское), в 0.3 км к З от ст. Лиможа: грав. песч.; 189с — Баковский Мох, в 7.6 км к ЮЗ от ст. Сиверская: гажка; 190с — Пудостское, по р. Ижоре от дер. Скворицы до дер. Пудости: гажка и туфы; 191м — Лукаши-Вектелево, в 9 км к СВ от г. Гатчины: пески стр.; 192м — Саборы, в 1—1.5 км к СВ от ст. Саборы: грав. песч.; 193м — Борское, в 8—9 км к СВ от г. Гатчины: пески стр.; 194м — Парицкое, верховья р. Парицы, в 100 м к С от дер. Парицы: гажка; 195м — Колпанское, в 0.2 км к ЮВ от с. Большое Колпаново: гажка; 196с — Сусанинское, в 0.8 км к ЮЗ от ст. Сусанино: глины кирп.; 197м — Кобринно, в 15 км к Ю от г. Гатчины: гажка; 198м — Вырицкое, в 9 км к ЮЮЗ от ст. Вырица: глины кирп.; 199м — Лустовка (Лисино), в 2 км к В от ст. Лустовка: глины кирп.; 200с — Кирсинское (Иванова Гора), в 15 км к Ю от ст. Мга: грав. песч.; 201к — Малуксинское, в 2 км к СЗ от ст. Малукса: грав. песч.; 202к — Шапкинское, в 200 м к З от ст. Шапки: пески стр.; 203м — Костово, в 7.5 км к ЮВ от ст. Шапки: пески стр.; 204с — Рябовское, в 1 км к ЮВ от ст. Рябово: глины кирп.; 205м — Любанское, в 500 м к ЮЗ от ст. Любань: глины кирп.; 206м — Померанское, в 0.7 км к С от ст. Померанье: глины кирп.; 207к — Киришское, в 2.5 км к ЮВ от ст. Кириши: глины кирп.; 208м — Ярох, в 12 км к СВ от пос. Будогощь: грав. песч.; 209м — Маркеловское, в 13—14 км к ЮВ от пос. Будогощь: грав. песч.; 210м — Угольный Бор, в 5 км к С от ст. Большой Двор: пески стр.; 211с — Павловские Концы, в 18 км к СЗ от Пикалевского цементного завода: пески стр.; 212с — Жилоток, в 12 км к З от г. Бокситогорска: грав. песч.; 213с — Пярдомля, в 4 км к ЮЗ от г. Бокситогорска: пески стр.; 214м — Веселец (Кондратовское, Погост Пярдомля), в 0.5 км к ЮВ от ст. Бокситогорск: грав. песч.; 215к — Каменноручейское, в 3—4 км к Ю от г. Бокситогорска: пески стр.; 216с — Славково, в 8 км к ЮЮЗ от г. Бокситогорска: пески стр.; 217м — Сергиевская база, в 25 км к ЮЗ от г. Бокситогорска, на левом берегу р. Теребежки: грав. песч.; 218 — Пикалевское, в 0.8 км к СЗ от ст. Пикалево: туфы и гажка; 219м — Заречинское, в 2.5 км к З от ст. Пикалево: глины кирп.; 220м — Заречинское, в 2.5 км к ЮЗ от ст. Пикалево: пески стр.; 221к — Пикалевское, в 1.2 км к ЮВ от ст. Пикалево: глины цем., керамзит; 222м — Чудцы, ст. Чудцы: грав. песч.; 223м — Гузеевское, в 2.0 км к ЮВ от г. Пикалево: пески стр.; 224к — Селиваново, в 6 км к ЮЗ от г. Пикалево: грав. песч.; 225м — Ефимовское, в 3 км к З от ст. Ефимовская: глины кирп.; 226м — Подборовье, в 5—6 км к З от ст. Подборовье: пески стр.; 227м — Старая Русса (Пустой Конец), в 16 км к СЗ от ст. Сланцы: грав. песч.; 228м — Загрьивье, в 14 км к ЮЗ от г. Сланцы: пески стр.; 229м — Березовское, в 10 км к ЮЗ от г. Сланцы: гажка; 230м — Черно, в 6 км к СЗ от ст. Тихвинка: пески стр.; 231м — Вязновское, в 5 км к С от г. Сланцы: пески стр.; 232с — Подкнское, в 8 км к СВ от г. Сланцы: пески стр.; 233к — Большие Поля, в 2 км к СЗ от г. Сланцы: глины кирп., цем.; 234м — Сланцы, у ст. Сланцы: пески стр.; 235м — Плюсское (Плюсский карьер, Гавридовское), на левом берегу р. Плюсы: пески стр., грав. песч.; 236м — Сижно, в 10.5 км к ЮВ от ст. Сланцы: грав. песч.; 237м — Гостицкое, в 5 км к ЮЮЗ от центра г. Сланцы: пески стр.; 238м — Попова Гора, в 10 км к ЮВ от ст. Сланцы: пески стр.; 239м — Карино, в 15 км к СЗ от оз. Самро, на р. Долгой, близ дер. Карино: грав. песч.; 240к — Криуши, в 5 км к Ю от ст. Кривно, близ пос. Криуши: пески стр.; 241м — Сабское, правый берег р. Луги, в 0.4 км от дер. Большой Сабск: грав. песч.; 242м — Дубецкое, в 40 км к Ю от ст. Молосковичи: глины кирп.; 243м — Дивенское, в 2—3 км к СЗ от ст. Дивенская: грав. песч.; 244м — Кудрово-Конечки, в 3—3.5 км к ЮЗ от ст. Костеньская: пески стр., грав. песч.; 245м — Пузыревское, в 10 км к ЗЮЗ от ст. Бабино: пески стр.; 246м — Корпово-Сябринцево, в 3.5 км к СЗ от ст. Чудово: глины цем.; 247к — Гудаловское, в 1 км к В от ст. Чудово: глины кирп.; 248м — Чудовское, в 1 км к ЮЗ от ст. Чу-

дово: пески стр.; 249м — Чудовское, г. Чудово: глины кирпич.; 250м — Гудаловский Луг, близ ст. Чудово: глины цем.; 251м — Будогощское, в 2 км к СВ от ст. Будогощь: грав. песч.; 252м — Будогощское, в 2,5 км к ЮВ от ст. Будогощь: глины кирпич.; 253к — Гремячево-Клиново, в 10 км к ЮЗ от ст. Будогощь: грав. песч.; 254м — Неболчское, в 1,5—2 км к ЮЗ от ст. Неболчи: вал. грав. песч.; 255м — Боры (Семеновское), в 3 км к СВ от дер. Семеновской: грав. песч.; 256м — Духова Гора, в 8 км к Ю от г. Гдова: грав. песч.; 257м — Рожки III, в 18—23 км к ЮВ от г. Сланцы: пески стр.; 258м — Толмачевское, в 3—4 км к С от ст. Толмачево: глины кирпич.; 259к — Крупельское (Крупели), в 8 км к ЮВ от ст. Толмачево: грав. песч.; 260м — Шаловское, в 5 км к С от г. Луги: глины кирпич.; 261м — Заклинье, в окр. г. Луги: глины кирпич.; 262м — Луга II, на южн. окраине г. Луги: пески стр.; 263к — Лужское, в 2,6—3 км к ЮВ от г. Луги: глины кирпич.; 264м — Славинское, в 6 км к ЮВ от г. Луги: пески стр.; 265м — Славинское, в 6,5 км к ЮВ от г. Луги: глины кирпич.; 266м — Подгородье, в 10 км к ЮВ от г. Луги: гажка; 267с — Замостье, в 2,5 км к З от ст. Оредеж: вал. камень; 268с — Меревское, на южн. берегу оз. Мерево, правый берег р. Луги между деревнями Мерево и Бетково: гажка и туфы; 269м — Дубровка (Городня Белая), в 2—5 км к СЗ от ст. Батецкая: грав. песч.; 270м — Курская Гора, в 5 км от пос. Тесово, в 15 км к ЗЮЗ от ст. Горенка: вал. грав. песч.; 271м — Роговка (Тесово), в 1 км к С от ст. Роговка, левобережье р. Керести: глины кирпич.; 272м — Помещичья усадьба, р. Волхов, к СВ от дер. Ямно: грав. песч.; 273м — Ямно, р. Волхов, в 10 км к СВ от ст. Мяской Бор: грав. песч.; 274м — Змейско, р. Волхов, в 0,2 км к С от дер. Змейско: грав. песч.; 275с — Маловишерское, на юго-вост. окраине г. Малая Вишера: глины кирпич.; 276м — Маловишерское, в 2,5—3 км к Ю от ст. Малая Вишера: пески стр.; 277м — Бурга, в 2—3 км от ст. Бурга: вал. грав. песч.; 278с — Мстинское (Верхне-Хубинское), в 12—13 км к С от ст. Мстинский Мост: вал. камень; 279с — Мстинский Мост, в 16 км к СВ от ст. Мстинский Мост: пески стр.; 280м — Хубинское (Мстинский Мост), в 2 км к СЗ от ст. Мстинский Мост: вал. грав. песч.; 281м — Любятинское, в 1 км к СВ от пос. Любятино: глины кирпич.; 282с — Киприя, в 2 км к Ю от разъезда Киприя: вал. грав. песч.; 283м — Налой, в 4 км к ЮВ от ст. Киприя: вал. грав. песч.; 284с — Анциферово, в 6 км к ЮВ от ст. Киприя: вал. грав. песч.; 285с — Анциферовское, в 2—3 км к Ю от ст. Анциферово: вал. грав. песч.; 286с — Зубово, в 10 км к ЮЗ от ст. Киприя: вал. грав. песч.; 287м — Ермолинское, в 5 км к С от ст. Хвойная: мин. кр.; 288м — Осташновское, в 4,5—5 км к ССЗ от ст. Хвойная: мин. кр.; 289с — Красногорское, в 20 км к Ю от г. Гдова: грав. песч.; 290м — Кятицы, в 38 км к ЮВ от г. Гдова: грав. песч.; 291м — Ореховцовское, между деревнями Ореховцы и Иванцево, зап. берег оз. Белого: глины кирпич.; 292м — Нижне-Ореховно, в 2 км к Ю от дер. Нижне-Ореховно: глины кирпич.; 293м — Сквородненское, в 20 км к СЗ от ст. Струги Красные: глины кирпич.; 294н — Хмеровское, 65 км к ЮЗ от ст. Плюса: пески форм.; 295м — Гривцово, в 3 км к Ю от ст. Плюса: грав. песч.; 296м — Черменецкое, близ дер. Госткино, зап. побережье Черменецкого оз.: гажка; 297м — Госткино, в 600 м к СВ от дер. Госткино, сев. побережье оз. Врево: гажка; 298м — Бусаковское, у дер. Бусаки, зап. побережье оз. Врево: гажка; 299м — Запольевское (Копорское), в 12 км к СВ от ст. Плюса: грав. песч.; 300м — Заплюское, в зап. части оз. Заплюского: гажка; 301с — Ташино, в 5 км к З от разъезда Русыня: грав. песч.; 302м — Ивня, в 8 км к ЮЗ от разъезда Русыня: грав. песч.; 303с — Овсинское, в 1—1,5 км к СВ от ст. Передольская: грав. песч.; 304к — Кчерское, в 6 км к З от разъезда Кчеры: грав. песч.; 305м — Казовец, в 5 км к З от ст. Кчера: пески стр.; 306к — Слудовское, в 6—7 км к СЗ от ст. Люблицы: вал. грав. песч.; 307м — Слуткинское в 16 км к СВ от г. Новгорода, на р. Волхове: грав. песч.; 308с — Новгородское (участок Питьба), в 15 км к С от г. Новгорода: глины кирпич.; 309с — Новгородское, в 2 км к С от г. Новгорода: пески стр.; 310к — Новгородское (участок Наволоцкий), в 7 км к ССВ от г. Новгорода: глины кирпич.; 311к — Новгородское (участок Колмово), в 6 км к С от г. Новгорода: глины кирпич.; 312м — Новгородское (участок Креченский), в 6 км к ССВ от г. Новгорода: глины кирпич.; 313м — Новгородское (участок Колмовский), в 4 км к СВ от г. Новгорода: грав. песч.; 314м — Новая Мельница, в 1,5 км к З от г. Новгорода: глины кирпич.; 315к — Панковское, в 9 км к ЮЗ от г. Новгорода: глины кирпич.; 316к — Лисья Гора, в 13 км к ЮЮЗ от г. Новгорода: пески стр.; 317м — Вялка (Русская Коршива), в 3,5 км к ЮЗ от ст. Вялка: вал. грав. песч.; 318к — Топорковское, в 1 км к СВ от ст. Топорок: глины кирпич.; 319с — Ново-Боровенковское, в 3,5 км к З от ст. Боровенка: грав. песч.; 320м — Хоринское в 2,5 км к В от ст. Боровенка: глины кирпич.; 321с — Юринское, в 10 км к ССВ от ст. Боровичи: грав. песч.; 322с — Петерлицкое (Боровичское), в 11—12 км к СЗ от г. Боровичей: глины кирпич.; 323м — Волгино, в 7 км к СЗ от г. Боровичей: глины кирпич.; 324м — Тини-Сухани, в 0,3 км к СВ от г. Боровичей: пески стр.; 325м — Боровичское (Перевалки), в 1 км к З от ст. Боровичи: пески стр.; 326к — Боровичский кирпичный завод, в 1 км к ЮВ от г. Боровичей: глины кирпич.; 327к — Бобровские Горы, в 1 км к Ю от г. Боровичей: пески стр.; 328м — Шапкинское, у дер. Шапкино, на лев. берегу р. Крупны: мин. кр.; 329м — Долина р. Крупны, к Ю от г. Боровичей: грав. песч.; 330к — Петуховское, в 2,5 км к В от ст. Боровичи: вал. грав. песч.; 331м — Плужинское, в 24 км к В от ст. Боровичи: вал. грав. песч.; 332м — Уверьское, в 5,5 км к С от с. Мошенского, на лев. берегу р. Увери:

мин. кр.; 333м — Дороховское, в 5 км к С от с. Мошенского, на лев. берегу р. Увери; мин. кр.; 334с — Ивашковское, в 0,2 км к З от дер. Ивашково: вал. грав. песч.; 335м — Морозовское, в 1 км к ЮЗ от дер. Морозово: вал. грав. песч.; 336м — Олохово, в 5 км к ЮЗ от пос. Пестово: глины кирп.; 337к — Пикачи, в 8 км к ЮЗ от ст. Пестово: глины кирп.; 338м — Русское Пестово, в 3 км к ЮЗ от пос. Пестово: глины кирп.; 339м — Охонское, в 0,5 км к ЮВ от дер. Охона: грав. песч.; 340м — Елкинское, в 0,3 км к З от дер. Иванниково: грав. песч.; 341м — Смержаха, в 11 км к В от поссе Псково—Гдов, к З от дер. Смержахи: грав. песч.; 342м — Радежи (Лапино), в 0,4 км к В от ст. Лапино: грав. песч.; 343с — Ново-Лапино (Квашина Гора), в 6 км к ЮЗ от ст. Лапино: грав. песч.; 344к — Новосельское, в 4 км к СЗ от ст. Новоселье: грав. песч.; 345к — Жуковичи, в 43 км к СВ от г. Пскова: вал. грав. песч.; 346к — Жуковичи Южные, р. Псковица, в 43 км к СВ от г. Пскова: вал. грав. песч.; 347м — Жеглицы, в 4 км к СВ от г. Пскова: грав. песч.; 348к — Люботино, левобережье р. Псковицы, в 10 км к ЮЗ от пос. Новоселицы: грав. песч.; 359м — Красная Горка, левобережье р. Кеби, в 10 км к ЮЮЗ от пос. Новоселье: грав. песч.; 350м — Стругокрасненское, в 1,7 км к ССЗ от ст. Струги Красные: пески форм., стр.; 351м — Ширск, р. Сотня, в 3 км к З от дер. Ширск: грав. песч.; 352к — Кочерица, в 4,5 км от дер. Маяково, в 8 км к СЗ от оз. Радимовского: грав. песч.; 353м — Городок, в 7 км к В от пос. Павы: грав. песч.; 354м — Плотковское, в 28 км к З от ст. Сольцы: мин. кр.; 355м — Уторгошское, в 1,5 км к З от ст. Уторгош: глины, кирп.; 356м — Солецкое, между ст. Сольцы и г. Сольцы: глины кирп.; 357к — Солецкое, в 1,4 км к Ю от ст. Сольцы: грав. песч.; 358м — Солоницко, в 9 км к ЮЗ от г. Шимска: пески стр.; 359к — Ивашково, к ЮВ от дер. Ивашково: грав. песч.; 360к — Веряжское, в 0,5 км к СВ от дер. Веряжки: мин. кр.; 361к — Старорусское, к ССЗ от г. Старая Русса: глины кирп.; 362м — Яжелбицы, в 8 км к СЗ от г. Валдая: глины кирп.; 363к — Лутовенка, в 6 км от ст. Любница, в 0,3 км к СВ от дер. Лутовенка: грав. песч.; 364м — Угловское (Малая Гора, Маньжикова Гора), в 3 км к ЮЗ от ст. Уголовка: вал. грав. песч.; 365м — Борисовское, в 10 км к С от г. Валдая, близ дер. Борисово: мин. кр.; 366м — Шуя Северная, в 13 км к СВ от г. Валдая, в 1 км к СЗ от дер. Шуя: грав. песч.; 367м — Шуя, в 10 км к СВ от г. Валдая, в 2 км к ЮВ от дер. Шуя: грав. песч.; 368м — Травковское, в 16,5 км к ЮЗ от г. Боровичей, вблизи ст. Травково: глины кирп.; 369м — Фофанковское, в 2 км от ст. Травково: грав. песч.; 370м — Ушаковское, в 5 км к Ю от ст. Травково: грав. песч.; 371к — Угловское, в 1,5—2 км к Ю от ст. Угловка: глины кирп.; 372м — Ровное, в 12 км к ЮВ от г. Боровичей: пески стр.; 373м — Хуторское, в 1 км к СЗ от г. Печор: пески стр.; 374к — Верёбово, в 7 км к ЮЗ от г. Печор: туфы; 375 м — хутор Вихур (Кошельковское), в 6 км к СЗ от пос. Старый Изборск: туфы; 376м — Рачево, в 0,3 км к СВ от дер. Рачево: туфы; 377н — Усовское, в 8 км к Ю от г. Печор: туфы и гажка; 378м — Мальское, в 4 км к С от пос. Изборска: туфы; 379м — Конечковское, в 4 км к С от г. Старый Изборск: туфы и гажка; 380к — Большое Милицкое, в 3 км к ЮЗ от ст. Изборск: гажка; 381м — Малое Милицкое, в 20,4 км к ЮВ от г. Печор: гажка; 383м — Веселкино, в 13 км к ЮВ от ст. Печоры: грав. песч.; 383к — Турковское, в 21 км к ЮВ от г. Печор: туфы; 384к — Холодовские Горы, в 12 км к ССВ от г. Пскова: пески стр.; 385к — Ваулины Горы, в 6 км к СЗ от г. Пскова: грав. песч.; 386с — Киришино, в 8 км к С от г. Пскова, в 6 км к С от дер. Киришино: глины кирп.; 387с — Великорецкое, в 8 км к СЗ от г. Пскова: пески стр.; 388м — кирпичный завод «Победа», в 5—6 км к Ю от г. Пскова: глины кирп.; 389к — Луковское, в 7 км к ЮВ от г. Пскова: глины кирп.; 390к — Череха, в 11 км к Ю от г. Пскова: пески стр.; 391м — Лопатово, в 25 км к В от г. Пскова: грав. песч.; 392м — Боровая Гора, в 4 км к Ю от дер. Большое Загорье, в 35 км к В от г. Пскова, междуречье Черехи и Кеби: грав. песч.; 393м — Бор, междуречье Демянки и Рядоли, в 2,5 км к ЮВ от дер. Путилово: грав. песч.; 394м — Выгон, в 14 км к СЗ от г. Порхова: гажка; 395м — Деревково I, в 1,3 км к ЮВ от дер. Шляпово, в 35 км к югу от ст. Струги Красные: грав. песч.; 396м — Деревково II, в 2 км к ЮВ от дер. Шляпово, в 35 км к югу от ст. Струги Красные: грав. песч.; 397м — Кудрово, в 0,1 км к Ю от дер. Кудрово: грав. песч.; 398к — Туготинское, в 15 км к ЮЗ от г. Порхова: глины кирп.; 399м — Шугно, в 20 км к ЮЗ от г. Порхова: грав. песч.; 400м — Каменское, в 14 км к ЮЗ от г. Порхова, пески стр.; 401м — Боровичи, Псковская обл., у дер. Боровичей, лев. берег р. Удохи: грав. песч.; 402м — Каменка, в 15 км к ЮВ от г. Павы, лев. берег р. Шелони: грав. песч.; 403м — Панкратово в 10—11 км к ЮЗ от ст. Морино: грав. песч.; 404к — Журавиха, Новгородская обл., в 5 км к Ю от разъезда Маяково: вал. камень; 405к — Старорусское, г. Старая Русса, район Курорта: глины кирп.; 406к — Старорусское, г. Старая Русса, участки Междуречье, Заречье, Медниково: глины кирп.; 407с — Тулебля, в 9—11 км к Ю от ст. Тулебля: вал. камень; 408м — Кипенское, в 2 км к ЮЗ от разъезда Муры: глины кирп.; 409м — Язвище, Новгородская обл., в 1 км к СЗ от дер. Подолы: грав. песч.; 410м — Подолы, Новгородская обл., в 6 км к Ю от дер. Подолы: грав. песч.; 411м — Сухая Нива, в 15 км к ЮВ от ст. Лычково, близ дер. Сухая Нива: грав. песч.; 412м — Лужна, в 15 км к ЮВ от ст. Лычково, близ дер. Лужны; пески стр.; 413м — Каменная Гора, в 17 км к ЮЮВ от ст. Лычково, между деревнями Каменная Гора и Михальцево: грав. песч.; 414м — Борки-Беляевщина, в 23 км к ЮЮВ от ст. Лычково, в 1,5 км к З от дер. Борки: грав. песч.;

415м — Кривское, в 25 км к ЮЮВ от ст. Лычково, у дер. Кривское: грав. песч.; 416к — Крепье, в 7 км к В от г. Валдая, у оз. Крепье: мин. кр.; 417с — Лебевецкое, в 7 км к В от г. Валдая, у оз. Лебевец: мин. кр.; 418м — Бельчино, в 6 км к ЮЗ от г. Валдая: глины кирп.; 419к — Валдайское, в 5 км к ЮВ от г. Валдая; вал. камень; 420с — Фалевское, в 3.5 км к ЮВ от г. Валдая: мин. кр.; 421к — Чернушка, в 5 км к ЮВ от г. Валдая, на берегу оз. Чернушка: вал. грав. песч.; 422см — Добываловское, в 15 км к ЮВ от г. Валдая, в 0.3 км к Ю от дер. Добывалово: грав. песч.; 423с — Ново-Едровское, окр. ст. Едрово: вал. грав.; 424м — Лавровское, в 30 км к Ю от ст. Петсери: мин. кр.; 425м — в 5—6 км к Ю от пос. Изборска: глины кирп.; 426м — Бобры, в 18 км к Ю от ст. Печоры: грав. песч.; 427м — в 49 км к ЮЗ от г. Пскова: грав. песч.; 428м — Лучахинское, в 12.2 км от пос. Палкино: гажка; 429м — Кочановское, в 30 км к СЗ от ст. Остров: глины кирп.; 430м — Красный кирпичник, в 1.5 км к Ю от ст. Стремутка: глины кирп.; 431м — Островское, сев. окраина г. Острова: глины кирп.; 432м — Лапинское, в 2.5 км к В от г. Острова: грав. песч.; 433м — Барининовское, в 7 км к СВ от г. Острова: песч. грав.; 434м — Кондратьевский мох, в 24 км к ЮВ от г. Карамышево: гажка; 435м — Славковское, прав. берег р. Черехи, в 12 км к ЮЗ от ст. Подсевы: туфы и гажка; 436с — Славковичи II, в 2 км к ЮЗ от г. Славковичей: гажка; 437м — Славковичи, в 4.5 км к ЮЗ от г. Славковичей: грав. песч.; 438м — Треста, в 19 км к ЮЗ от г. Порхова: гажка; 439м — Везье (Груздовка), в 12 км к СЗ от ст. Дедовичи, лев. берег р. Шелони: глины кирп.; 440м — Овинец, в 9 км к ССВ от ст. Дедовичи: грав. песч.; 441м — Дедовичское, в 3 км к З от ст. Дедовичи: грав. песч.; 442м — Островно, в 18 км к ЮЗ от ст. Дедовичи: глины кирп. и черепичные; 443м — Шиловая Гора, в 27 км к ЮЗ от ст. Судомы, лев. берег р. Судомы: грав. песч.; 444м — Гора Судомы, в 0.5 км к СВ от дер. Лихачево, в 1 км от р. Судомы: грав. песч.; 445к — Пожеревицы, в 9 км к Ю от пос. Пожеревиц, в 0.4 км к С от дер. Телятниково: вал. грав. песч.; 446м — Точки, в 12 км к В от ст. Дедовичи, у дер. Точки, р. Шелонь: грав. песч.; 447м — Игожево, в 5 км к ЮЮЗ от г. Демянска: глины кирп.; 448м — Демянское, в 5 км к Ю от г. Демянска: глины кирп.; 449м — Новое Тарасово, правобережье р. Полы, близ дер. Новое Тарасово: грав. песч.; 450м — Молвотицы, в 1.5 км к ЮВ от с. Молвотиц: пески стр.; 451с — Моисеево, в 1 км к СВ от пос. Маревы, правобережье р. Полы: грав. песч.; 452м — Леониха-Заболотье, правобережье р. Полы, близ дер. Заболотье, в 15 км к СВ от пос. Молвотицы: грав. песч.; 453м — Островское, в 6.5 км к ЮВ от ст. Остров: пески стр.; 454м — Никоново, в 3.5 км к ЮЗ от г. Острова, у дер. Никоново: грав. песч.; 455м — Дальцевское (Прогресс), в 2.5 км к З от ст. Брянчаниново: глины кирп.; 456к — Липинское, в 11 км к ССЗ от ст. Ритуле, прав. берег р. Кухава: глины кирп.; 457с — Новый Поселок, в 13 км к В от пос. Пыталово, прав. берег р. Лжи: вал. грав. песч.; 458к — Сошихинское, в 0.5—0.7 км к ЮВ от пос. Воронцово, прав. берег р. Черехи: глины кирп.; 459м — Кузавихинское, в 17 км к СЗ от пос. Пушкинские Горы: грав. песч.; 460м — Кирилловское, в 2.5 км к СВ от пос. Пушкинские Горы: гажка; 461м — Пушкиногорское, 4 км к ЮЮЗ от пос. Пушкинские Горы, низовья р. Шамки: пески стр.; 462м — Гридино, в 34 км к З от ст. Чихачево: грав. песч.; 463м — Зарослое I, в 0.1 км к СВ от г. Новоржева: гажка; 464к — Слобода, в 4 км к СВ от г. Новоржева: грав. песч.; 465м — Лады, в 2 км к ЮВ от г. Новоржева: гажка; 466м — Междуречье, в 7.5 км к ЮВ от г. Новоржева: пески стр.; 467м — Чихачево, в 1 км к В от ст. Чихачево: грав. песч.; 468м — Камаринское I, в 4.6 км к ЮЗ от пос. Чихачево: гажка; 469м — Ублиска, в 11 км к ЮЗ от ст. Чихачево: грав. песч.; 470м — Ашево-Сисино, в 14 км к В от ст. Лозовицы, р. Ашевка: грав. песч.; 471м — Пашково-Перхово, в 16.5 км к З от ст. Сушево: грав. песч.; 472м — Холмское, в 2 км к С от г. Холма, прав. берег р. Ловати: глины кирп.; 473м — Опытное поле, близ г. Холма, р. Ловать: глины кирп.; 474м — Овсянниково, Новгородская обл., в 0.1 км к ЮВ от дер. Овсянниково: грав. песч.; 475с — Андреевщина, в 50 км к С от дер. Андреевщина: грав. песч.; 476м — Седловщина, Новгородская обл., сев. окраина дер. Седловщины: грав. песч.; 477м — Ям, сев. окраина дер. Ям, на р. Поле: грав. песч.; 478м — Калининка, в 20 км к ЗЮЗ от г. Холма, вост. окраина дер. Калининки: грав. песч.; 479м — Аполец, в 5 км к З от истока р. Полы, у дер. Аполец: грав. песч.; 480м — Власово, в 1.5 км к СВ от пос. Маревы: грав. песч.; 481м — Карцево, в 1.5 км к ЮВ от пос. Маревы: грав. песч.; 482м — Руницы, правобережье р. Полы, в 10 км к ЮЮЗ от пос. Маревы, у дер. Руницы: грав. песч.; 483м — Агачино, в 20—25 км к ЮЮВ от ст. Пыталово, близ дер. Агачино: грав. песч.; 484м — Ересино, в 20 км к ЮЗ от ст. Пыталово, у дер. Ересино, лев. берег р. Лиды: грав. песч.; 485м — Гринцевское, в 8 км к ЮЮВ от ст. Пундуры: глины кирп.; 486к — Гавры, в 25 км к ЮЮЗ от ст. Пыталово, сев.-вост. окраина дер. Гавры: грав. песч.; 487к — Зейбы, в 12 км к ЮВ от пос. Пыталово: грав. песч.; 488с — Красногородское, в 15 км к ЮЗ от пос. Красногородское: вал. грав. песч.; 489к — Пушкиногорское (Кирпичный завод, Подкрестье), в 4 км к ЮЮЗ от пос. Пушкинские Горы: глины кирп.; 490к — Балоши, в 12 км к С от г. Опочки: вал. грав.; 491м — Порядинское (Опочецкое), в 11—12 км к С от г. Опочки: глины кирп.; 492м — Морозовское, в 6 км к СЗ от г. Опочки: глины, кирп.; 493м — Опочецкое, в 7 км к СВ от г. Опочки: глины кирп.; 494к — Голошаповское, в 3 км к З от г. Опочки: пески стр.; 495м — Песчивка, в 3 км к ЮЗ от г. Опочки: грав. песч.; 496м — Мышино, в 27 км к СВ от г. Опочки: гажка и туф; 497м — Пловино, в 7 км

к С от пос. Кудевери: грав. песч.; 498к — Андро-Холмы, в 3 км к СВ от пос. Кудевери: грав. песч.; 499н — Кудеверское, в 0.5 км к СВ от пос. Кудевери: глины кирпич.; 500м — Лужицкое (Мокрая Гора), в 27 км к ЮВ от г. Опочки: гажка и туфы; 501м — Туровское, в 21 км к З от ст. Сушево: гажка; 502м — Дегжинское, в 5—6 км к ЗСЗ от г. Бежаниц: грав. песч.; 503н — Шахматовское, в 3—4 км к ЮЗ от г. Бежаниц: грав. песч.; 504к — Гретьково, в 1 км к ЮВ от дер. Гретьково, на лев. берегу р. Мсты: грав. песч.; 505м — Кренец, в 1 км к СВ от ст. Соскино: грав. песч.; 506м — Дворцы, в 15 км к ЮЗ от ст. Сушево: грав. песч.; 507м — Троицкое, в 8.8 км к ЮВ от г. Бежаниц: гажка; 508м — Брагино, в 14 км к СЗ от ст. Локня: грав. песч.; 509м — Гнеталово, в 18 км к СВ от пос. Кудевери: грав. песч.; 510к — Хильковский Бор, в 14 км к З от ст. Локня: грав. песч.; 511м — Веретьевское I (Веретье), в 5.5 км к ВЮВ от ст. Локня: глины кирпич.; 512м — Веретьевское II, в 8 км к ЮВ от ст. Локня: глины кирпич.; 513н — Межник, в 2 км к СЗ от развязки Стримовичи: глины кирпич.; 514м — Рожновское, в 2.5 км к СЗ от ст. Стримовичи: глины кирпич.; 515м — Антиповское, в 12 км к ЮЗ от ст. Локня: глины кирпич.; 516м — Валуевское, в 10 км к Ю от ст. Локня: пески стр.; 517м — Подберезинское, в 2 км к С от с. Подберезья: глины кирпич.; 518м — Гиличице, в 35 км к Ю от пос. Красногородское: глины кирпич.; 519м — Столбово, в 10 км к Ю от г. Опочки: грав. песч.; 520м — Крушинное-Желотно, между озерами Крушинное и Желотно: гажка; 521м — Липническое, в 1.6 км к СЗ от развязки Заваруйка: грав. песч.; 522м — Липническое, в 1.2 км к СЗ от развязки Заваруйка: пески стр.; 523м — Лосья, в 12 км к СВ от г. Себежа: гажка; 524с — Идрицкое, в 3 км к СВ от ст. Идрица: глины кирпич.; 525м — Лузипкое, в 27 км к ЮВ от г. Опочки: мин. кр.; 526м — Абаканово, у дер. Абаканово, в 7.5—8.5 км к СВ от с. Красного, между речью Великой и Сороти: гажка; 527м — Андрейковское, у дер. Андрейково, берега оз. Большое Острие: гажка; 528м — Юпково, к В от моста через р. Великую, между деревнями Торохи и Юпково: гажка; 529к — Ночлегово, в 32.5 км к ЮВ от г. Опочки: грав. песч.; 530м — Балаши, в 4 км к ССЗ от ст. Алоли: гажка; 531м — Гаврильцево, в 6—7 км к З и ЮЗ от с. Алоля: гажка; 532м — Кисели, в 0.8—1 км к В, ЮВ и СЗ от дер. Кисели, юго-зап. берег оз. Алоль: гажка; 533м — Мясово, в 20 км к С от ст. Пустошка: гажка; 534м — Тележное озеро, Псковская обл., зап. побережье оз. Тележного: гажка; 535м — Белое, Псковская обл., берега оз. Белого: гажка; 536к — Алольское, в 21 км к СЗ от г. Пустошки: грав. песч.; 537м — Шабохин Мох, в 19.7 км к СЗ от г. Пустошки: гажка; 538м — Езерище, на сев.-зап. берегу оз. Езерище, при впадении р. Великой: гажка; 539м — Холюны, в 20 км к СЗ от г. Пустошки: гажка; 540м — Зверино-Яское, в 4.5 км к ЮВ от с. Алоля: гажка; 541м — Кашино (Пустошкинское), в 5 км к СВ от ст. Пустошка: глины кирпич.; 542м — Мельница, в 0.5—0.7 км к З от дер. Копнино: гажка; 543к — Але, в 6 км к СВ от ст. Маево, у дер. Але: песч. грав.; 544м — Забельское, в 5 км к СЗ от ст. Забелье: грав. песч.; 545с — Антропово, в 4 км к СВ от ст. Маево: пески стр.; 546м — Заболотье, в 20 км к С от г. Новосokolьники: грав. песч.; 547м — Кисилевичи, в 16 км к С от г. Новосokolьников: грав. песч.; 548м — Степановское, в 11—12 км к СЗ от г. Великие Луки: грав. песч.; 549м — Новосokolьничское II на зап. окраине г. Новосokolьников: глины кирпич.; 550м — Новосokolьничское, в 0.2 км к ЮЗ от ст. Новосokolьники: глины кирпич.; 551к — Жидобаевское, в 7 км к Ю от ст. Назимово: вал. камень; 552м — Себежское I, в 2—2.5 км к З от ст. Себеж: глины кирпич., черепичные; 553м — Себежское II, г. Себеж, Челюскинская ул.: глины кирпич.; 554м — Козлиная Пристань, в 12.2 км к З от г. Себежа: гажка; 555м — Себежское II, в 0.7—0.8 км к Ю от г. Себежа: пески стр.; 556м — Иловец, в 9.6 км к ЮВ от г. Себежа: гажка; 557к — Себежское, в 6 км к ЮЗ от развязки Заваруйка: вал. грав. песч.; 558м — Загады, в 3 км к В от г. Себежа: гажка; 559м — Сычно-Себежское (болото Имши), в 4 км к ЮВ от г. Себежа: гажка; 560к — Рудня, в 13.5 км к ЮЗ от ст. Заваруйка: вал. грав. песч.; 561м — Гребел (карьер Вища), Псковская обл., дер. Гребел: грав. песч.; 562м — Тодкачево, в 20 км к З от г. Пустошки: грав. песч.; 563м — Осовы, в 4 км к ЮВ от г. Пустошки: гажка; 564к — Сутокское, в 0.1 км к СЗ от пос. Сутоки, к Ю и ЮЗ от оз. Сутокского: гажка; 565м — Свибло, в 2 км к ЮВ от дер. Малиновки, на берегу оз. Неvedро: гажка; 566м — Неvedро, в 0.4 км к СВ от дер. Борисово, на берегу оз. Неvedро: гажка; 567м — Чернецовское, в 20 км к ЮВ от г. Пустошки: гажка; 568к — Усть-Долысы II, в 21 км к ЮВ от г. Опочки: грав. песч.; 569м — Усть-Долысы, в 21 км к ЮВ от г. Опочки: грав. песч.; 570м — Григоровское, в 5.5 км к ЮВ от пос. Усть-Долысы: глины кирпич.; 571м — Невельское I, на зап. окраине г. Невеля: глины кирпич.; 572м — Невельское II, в 1.5—2 км к ЮВ от г. Невеля: глины кирпич.; 573с — Федьково, в 7 км к ЮЗ от г. Великие Луки: пески стр.; 574с — Киселевское, в 0.5 км к СЗ от ст. Изоча: грав. песч.; 575с — Изочинское, в 6—8 км к ЮЮЗ от ст. Изоча: грав. песч.; 576м — Спасское, в 3 км к С от ст. Опухлики: пески стр.; 577к — Полибино, в 25 км к ЮЗ от г. Великие Луки: пески стр.; 578с — Опухлики, в 6 км к ЮВ от ст. Опухлики: пески стр.; 579м — Цивилевское, в 3 км к Ю от г. Великие Луки: глины кирпич.; 580м — Коровья Дубрава, в 5—6 км к ЮВ от г. Великие Луки: глины кирпич.; 581м — Кузнецовское, в 8 км к Ю от г. Великие Луки: пески стр.; 582с — Крепяское, в 8 км к ЮЮВ от г. Великие Луки: глины кирпич.; 583м — Куньинское, в 8 км к Ю от ст. Кунья: глины кирпич.; 584м — Бор Лазавское, в 17—18 км к Ю от г. Великие Луки: грав. песч.; 585м — Занюское, в 6.2 км к ЮВ от пос. По-

речья: гажка; 586к — Артемовское (Плюховское), в 25 км к ССВ от разъезда Артемово: грав. песч.; 587м — Пустынки, в 3—4 км к СЗ от оз. Жижичского, в 0.5 км к СЗ от дер. Пустынки: вал. грав. песч.; 588с — Пустынка-Плюховское, в 3.5 км к СВ от ст. Артемовская: вал. грав. песч.; 589к — Жижича (Тихий Бор), в 3 км к СВ от ст. Жижича: пески стр.; 590м — Бегуново, Псковская обл., на зап. окраине дер. Бегуново: грав. песч.; 591 — Колохова Гора, в 4.6 км к В от г. Великие Луки: грав. песч.; 592м — Курово, в 3.5 км от ст. Артемовск: вал. грав. песч.; 593м — Кадосно, в 5 км к З от пос. Кадосно: вал. грав. песч.; 594м — Аношкино, Псковская обл., у дер. Аношкино, на сев. берегу оз. Жижичского: вал. грав. песч.; 595м — Засеново, в 0.4 км к СЗ от ст. Жижича: грав. песч.; 596к — Артемовское (Жижичское), в 7—8 км к ЮВ от разъезда Артемово: грав. песч.; 597к — Вальковское, на сев.-вост. берегу оз. Вальковского: гажка; 598м — Еменец, в 0.2 км к С от дер. Еменца: грав. песч.; 599м — Шоршневское, в 8 км к Ю от с. Усвяты: глины кирпич.; 600м — Усмынское, в 0.5 км к В от с. Усмыни: глины кирпич.; 601м — Лопатухинское, в 5 км к ЮВ от с. Усмыни: глины кирпич.; 602н — Турандинское, в 43—45 км к З от чагодощинского завода «Белый Бычок», прав. берег р. Чагоды: пески стр.

Г л а в а VI

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ В ЛЕДНИКОВЫЙ ПЕРИОД

Непосредственно вопросам палеогеографии четвертичного периода северо-запада Русской равнины посвящено сравнительно небольшое количество исследований, из которых наиболее важными являются работы К. К. Маркова, В. Рамсея, Г. А. Благовещенского, Н. Н. Соколова, Е. Хюппя, В. П. Гричука, М. А. Лавровой.

Изменения природных условий в четвертичное время могут служить примером направленного циклического развития природы. Оно было связано главным образом с динамикой покровных оледенений и складывалось из ритмов различного ранга — ледниковый и межледниковый, стадий и межстадиалов и т. д., фиксируемых в настоящее время в рельефе и разрезе четвертичной толщи в виде различных генетических типов осадков разного возраста. Сопоставление условий залегания, их литологического состава, палеолитологических характеристик, геоморфологического положения и т. п. позволяет наметить некоторые черты палеогеографической обстановки ледникового периода.

Однако в связи со специфическими условиями формирования четвертичной толщи (см. раздел «О принципах и методах расчленения четвертичных отложений») сведения о последовательных этапах развития природных условий этого времени очень часто являются весьма отрывочными и во всяком случае далеко не равноценными. Поэтому при изложении материала мы вынуждены ограничиться рассмотрением иногда только экстремальных моментов ледниковой истории — климатических оптимумов межледниковый и межстадиалов и моментов максимального развития ледниковых покровов в различные стадии валдайского оледенения.

Во время максимального развития ледниковых покровов нижнего и среднего плейстоцена вся поверхность Северо-Запада была покрыта льдами, фронт которых располагался значительно южнее, сведения об этих этапах ледниковой истории ограничиваются лишь единичными находками ледниковых и водно-ледниковых отложений главным образом во впадинах древнего рельефа. Межледниковые эпохи могут быть охарактеризованы по отдельным немногочисленным разрезам, дающим некоторое представление лишь о растительности и отчасти климате этих периодов. Наиболее полный материал собран для последнего, микулинского (мгинского) межледниковья и последнего, валдайского ледниковья.

О рельефе, существовавшем к началу ледникового периода, можно в известной степени судить по современной поверхности коренных пород, погребенной под толщей четвертичных отложений (рис. 1). Перед наступлением ледникового покрова описываемая территория представляла собой

равнину, состоящую из ряда ступеней — куэст, выработанных в монокли-нально залегающих палеозойских отложениях.

Общая выравненность поверхности нарушалась глубокими эрозийными врезами, так называемыми древними долинами, характеризующимися невыработанным продольным и поперечным профилем и в отличие от долин современных рек большой глубиной (достигающей 200—300 м) при незначительной ширине (в пределах 1—2 км). Развитие подобных эрозийных врезов на огромных территориях с различным тектоническим строением свидетельствует о том, что их образование обусловлено причинами общего характера и, видимо, связано с резким падением уровня Мирового океана в предчетвертичное время.

Подобный характер речной сети, по-видимому, исключает возможность существования крупных озерных водоемов в этот период. Лишь на некоторых участках, возможно представлявших локальные зоны опускания, временами аккумуляция преобладала над врезом; здесь создавались благоприятные условия для возникновения озерных разливов в пределах древних долин. Свидетельством существования подобных разливов является мощная толща предледниковых (неоген-четвертичных) озерно-аллювиальных образований, вскрытая в древних долинах рр. Свири и Тукши-Ояти на Онежско-Ладожском перешейке.

Спорово-пыльцевая характеристика отложений говорит о том, что в период, непосредственно предшествующий оледенению, на севере территории существовали темнохвойные леса сложного строя, в состав которых входили растения, чуждые верхнеплейстоценовой и современной флоре. Наряду с широко распространенными в плейстоцене и голоцене видами елей и сосны *Pinus silvestris* L. в это время произрастали несколько видов сосен — *P. sec. Strobus* и *Cembra*, ели — *Picea sec. Omorica*, пихта, скорее всего двух видов, а также *Tsuga cf. canadensis* и *Juglans cf. regia*. Богатство флоры проявилось и в разнообразии состава травянистых растений, в первую очередь папоротников.

Изменение физико-географических условий в связи с приближением ледникового периода нашло отражение в постепенном обеднении видового состава флоры, исчезновении темнохвойных лесов и становлении сначала сосновых, а затем березово-сосновых лесов. Степень облесенности территории уменьшилась, появились открытые пространства, где существенное значение приобрели травянистые и кустарничковые группировки. В последних, вероятно, были широко представлены маревые и отдельные виды полыней. По-видимому, именно в это время на нашей территории впервые сложились своеобразные ксерофитные кустарничковые группировки, которые в дальнейшем неоднократно существовали в перигляциальных условиях определенных этапов каждого оледенения.

Следы наиболее древнего окского оледенения в виде морены, флювиогляциальных и озерно-ледниковых осадков мощностью до 15 м установлены непосредственно над неоген-четвертичными образованиями в древней долине рр. Тукши-Ояти. По своему гранулометрическому и минералогическому составу эти отложения типичны для ледниковых образований скандинавского центра оледенения, что подчеркивается и составом валунов.

Отложения последующего лихвинского межледниковья обнаружены на Онежско-Ладожском и Карельском перешейках, а также на юге территории у г. Великие Луки и в верховьях р. Волги. Все эти осадки приурочены к понижениям древнего рельефа и имеют озерный и озерно-аллювиальный генезис. Анализ палеоботанических данных показывает, что в лихвинское время состав флоры Северо-Запада был значительно богаче, чем сейчас. Дендрофлора во многом повторяла предледниковую флору, о которой уже говорилось выше. В течение лихвинского межлед-

никовья происходили направленные и последовательные сукцессии растительности, которые в целом определяли характер растительного покрова не только Северо-Запада, но и других смежных территорий (Ананова, 1960, 1965; Гричук, 1960).

Так, на Северо-Западе в лихвинское время произрастали елово-сосновые а затем еловые леса, которые в свою очередь сменились еловыми и елово-сосновыми лесами с примесью широколиственных пород и пихты. В числе реликтовых форм присутствовали *Tsuga* и *Ilex*, *Picea* sec. *Omorica*, *Pinus* sec. *Strobus* и *Cembra*, *Ligustrina amurensis* Rupr., *Salvinia natans* (L.) All., *Azolla filiculoides* Lam. Постепенно широколиственные породы исчезали из состава леса, а эдификаторами лесной растительности вновь становились ель и сосна при некотором участии березы. Сомнутость лесного покрова, по-видимому, уменьшилась. Интересно было бы рассмотреть и ряд провинциальных особенностей растительности, однако сделать это можно лишь для заключительных этапов лихвинского межледниковья, поскольку в осадках последнего на Онежско-Ладожском и Карельском перешейках выражены только палинологические зоны L_4 — L_6 (по В. П. Гричку). Остается отметить, что во второй половине межледниковья леса северных районов отличались от южных большим участием темно-хвойных пород, меньшей ролью широколиственных и, возможно, отсутствием ряда региональных экзотов, пыльца и семена которых на севере не обнаружены.

За последнее время появились первые сведения о межстадиальных отложениях среднего плейстоцена. Так, в работе 1964 г. В. П. Гричком для разреза на р. Большая Коша близ пос. Селижарово непосредственно выше лихвинских отложений в органогенных осадках описана межстадиальная флора. В общем составе палинологических спектров господствует пыльца древесных пород, среди которых в оптимуме межстадиала преобладает сосна. Более полное представление об условиях этого периода можно составить по вновь изученному недавно Д. Б. Малаховским и В. И. Хомутовой разрезу скважины у дер. Булатово, находящемуся вблизи обнажения на р. Большая Коша. Здесь отражен полный цикл развития растительности от приледниковых условий до бореальных, сменившихся затем опять приледниковыми. В период оптимума межстадиала широкое развитие получили сосновые леса, образованные в основном, видимо, *Pinus sibirica* (Rupr.) Maug. и в значительно меньшей степени *P. silvestris*. В состав этих лесов входили также ель, пихта. Характер отложений, соответствующих начальной стадии оледенения, позволяет думать, что в данный период ледник не достигал широты верхней Волги.

Ледниковые и озерно-ледниковые образования днепровского оледенения в настоящее время выделены в разрезах Онежско-Ладожского перешейка, в древних долинах рр. Свири и Тукши—Ояти и в основании центральной возвышенности Карельского перешейка. В разрезе скв. 23 в толще ледниковых отложений заключены осадки озерно-аллювиального генезиса со своеобразной спорово-пыльцевой характеристикой, сформировавшиеся, по-видимому, во время одного из межстадиалов днепровского оледенения, названного нами оятским.

Отложения одинцовского межледниковья, представленные озерно-аллювиальными песками, супесями и глинами, выделяются в нескольких скважинах на Онежско-Ладожском перешейке, в бассейне р. Мсты и на Карельском перешейке. При анализе спорово-пыльцевых спектров этих отложений обращает на себя внимание присутствие двух слоев с термофильными элементами, разделенных слоями, где эти элементы отсутствуют. Флора термофильных слоев не совсем обычна для рославльского и глазовского потеплений одинцовского межледниковья, выделенных в более

южных районах (Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений..., 1961). Наряду с господством пыльцы ели, сосны, а также присутствием среднеплейстоценовых термофильных экзотов в этих слоях отмечена пыльца полыней, эфедры. Таким образом, характеристика разрезов одинцовского межледникового нашей территории приближается к межстадиальному типу не только по значительно меньшему участию пыльцы широколиственных пород, но главным образом по преобладающей роли ели и сосны, а также присутствию ксерофитных элементов перигляциальной флоры.

По-видимому, в более раннее потепление одинцовского времени с его довольно прохладным континентальным климатом на данной территории в основном преобладали сосновые леса. В соответствующем горизонте обнаружена пыльца *Tsuga canadensis* L., что, возможно, указывает на сохранение отдельных элементов регрессирующей североамериканской флоры на севере Русской равнины даже в это время. Во время второго потепления на севере территории широкое развитие получили темнохвойные леса с елью и пихтой, с разнообразным составом папоротников; на юге, в более благоприятных условиях произрастания, темнохвойные таежные леса уступали место черноольшаникам, усиливалась роль широколиственных пород. Климат этого периода, по-видимому, был умеренно теплый.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения московского оледенения выделяются в древних долинах и впадинах дочетвертичного рельефа под микулинскими осадками.

На Карельском и Онежско-Ладожском перешейках обнаружены разрезы озерных осадков, в которых можно наметить несколько интервалов со спорово-пыльцевой характеристикой межстадиального и стадиального типов. В этом отношении интересна скважина близ г. Приозерска, где в разрезе четвертичных отложений, выполняющих доледниковую тектоническую впадину, вскрыта 100-метровая толща глин, в которой выделяются два межстадиальных ритма. Судя по условиям залегания и литологическому составу осадков, а также данным диатомового анализа, указанная толща аккумулировалась в условиях глубоководного пресного водоема, занимавшего северную часть современной Ладожской котловины. Второму межстадиальному ритму соответствует значительное обмеление бассейна. Наличие мощной толщи глин, отложившихся во время нескольких климатических стадий, видимо, говорит о продолжительности существования этого озера. Край ледника испытал ряд подвижек и дважды приблизился к названному району, однако последний льдом не перекрывался. Во время первого потепления на Карельском и Онежско-Ладожском перешейках, вероятно, произрастали разреженные березово-сосновые леса, которые при наступании края ледника сменились перигляциальными тундрами. В оптимальную фазу второго потепления на указанной территории широкое развитие получили елово-сосновые леса, сменившиеся затем разреженными березовыми.

Аналогов вышеописанных образований на остальной территории пока не обнаружено. Однако в связи с тем что спорово-пыльцевые спектры осадков содержат микрофоссилии реликтовой флоры, характерной для среднеплейстоценового времени, в очень небольшом количестве, можно полагать, что эти отложения сформировались после максимальной стадии московского оледенения, которую, вероятно, можно рассматривать как переломный момент развития флоры этого периода.

Отложения каспийского межстадиала (по В. П. Гричку) вскрыты не только на юге и юго-западе территории, но и на южном побережье Ладожского озера. Во всех разрезах они связаны с вышележащей микулинской толщей, представлены как континентальными, так и морскими

осадками. В это время ледниковый покров полностью освободил рассматриваемую область и в пределах Балтийско-Ладожской впадины располагалось обширное и глубокое озеро, постепенно осолонявшееся с запада. На остальной территории существовал ряд пресных водоемов. В фазу климатического оптимума межстадиала распространилась лесная растительность. В южных и юго-западных районах господствовали еловые и елово-сосновые леса, иногда с незначительной примесью широколиственных пород; на севере территории произрастали сосновые и елово-сосновые леса. В связи с ухудшением климатических условий в конце межстадиала на юге распространились березовые и березово-сосновые леса, а на севере — редкостойные березовые группировки. Незначительное наступление ледникового покрова в конце каспийского межстадиала представляло, по-видимому, последнее колебание края московского ледника. С дальнейшей его деградацией и полным исчезновением связано начало микулинского (мгинского) межледниковья, широко представленного в рассматриваемом районе как континентальными, так и морскими отложениями.

В течение последнего межледниковья Балтийско-Ладожская впадина и котловина Онежского озера были заняты мгинским морем (рис. 16, а). Учитывая находки континентальных микулинских отложений на абсолютных отметках 60 м, а также условия залегания морских осадков, их состав, характер фауны и диатомовых, можно предполагать, что максимальный уровень мгинского моря достигал абсолютных высот порядка 40—50 м.

Наиболее ясной границей распространения мгинского моря является Ордовикский глинт. Наличие континентальных микулинских осадков, отвечающих климатическому оптимуму в древних долинах Онежско-Ладожского перешейка, видимо, говорит о том, что воды морской трансгрессии сюда не проникали. Центральная часть Карельского перешейка представляла остров, свидетельством чего является находка микулинских торфяников на Котовском плато.

Анализ диатомовых водорослей (Знаменская, Черемисинова, 1962) и фауны (Лаврова, 1962) указывает на циклическое изменение глубины и солености мгинского моря: мариногляциальный бассейн сменился лагуной, затем морским глубоководным бассейном, вновь лагуной и затем литоралью. При этом максимум трансгрессии несколько предшествовал климатическому оптимуму межледниковья.

В связи с изменением климатических условий в течение межледниковья изменилась и растительность. При этом происходили постепенные смены растительных группировок. В начале межледниковья на всей территории происходило постепенное восстановление лесной растительности, которая почти полностью была уничтожена предшествующим оледенением. В составе лесов в это время преобладали береза и сосна, которые затем сменились елью. В условиях оптимальной фазы межледниковья на юге территории широкое развитие получили широколиственные леса и черноольшаники, а на севере — березово-широколиственные леса, также в сочетании с черноольшаниками. На Карельском и Онежско-Ладожском перешейках участие широколиственных пород было значительно меньше, чем в более южных районах Северо-Запада (в спорово-пыльцевых спектрах Карельского и Онежско-Ладожского перешейков участие широколиственных пород не превышает 30—40%, в то время как в более южных разрезах оно составляет 70—90%).

Так изменения границ ареалов многих термофильных видов позволяет думать, что климат существенно отличался от современного. Летние температуры были, по-видимому, на 3—4° выше современных, такими были и зимние температуры. Зональным типом растительности для боль-

шей части территории Северо-Запада являлись широколиственные леса. В дальнейшем при изменении климата эти леса сменились сосново-еловыми с примесью широколиственных пород, а затем и сосново-березовыми.

Как можно судить по палинологическим данным наиболее полных разрезов микулинского межледниковья, выше верхнего максимума ели обнаружены слои, отложившиеся уже в приледниковых условиях валдайского оледенения. В это время на всей территории широкое развитие

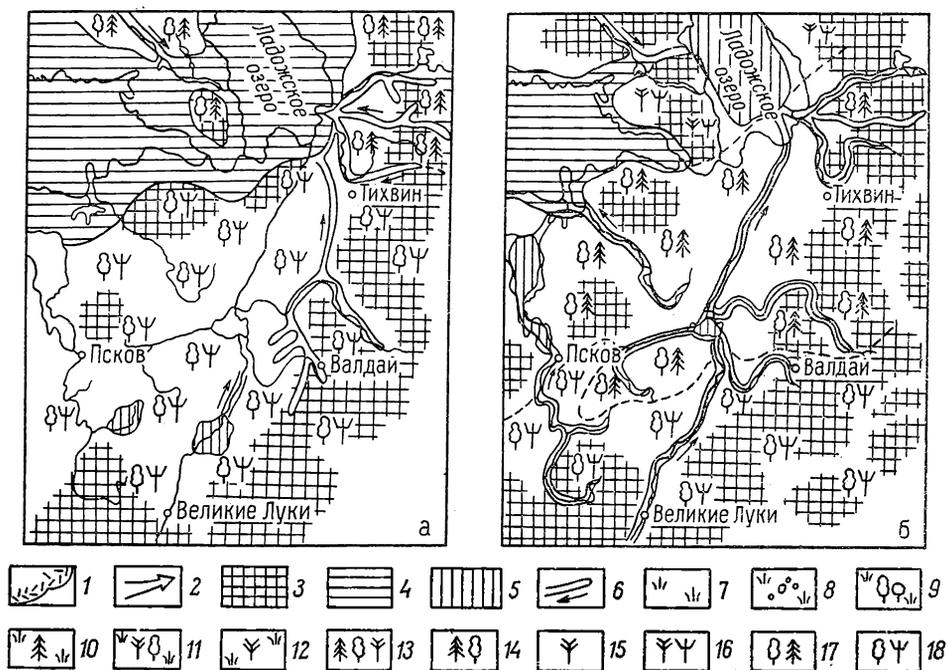


Рис. 16. Северо-запад Русской равнины во время климатических оптимумов микулинского межледниковья (а) и голоцена (б).

1 — лед; 2 — направление движения ледниковых потоков; 3 — возвышенности; 4 — морские бассейны; 5 — озера; 6 — реки; 7 — перигляциальные тундры в сочетании с гипново-травяными болотами; 8 — перигляциальные тундры, местами в сочетании с кустарниками и кустарничками; 9 — предтундровые березовые редколесья в сочетании с тундрой; 10 — редколесья из ели в сочетании с тундрой; 11 — редкостойные сосновые леса с березой, местами в сочетании с травяно-кустарниковыми сосняками; 12 — сосновые леса, местами в сочетании с травяно-кустарниковыми сосняками; 13 — еловые леса, местами в сочетании с березово-сосновыми лесами; 14 — еловые леса, местами в сочетании с березой; 15 — таежные сосновые леса; 16 — таежные сосновые леса, местами в сочетании с хвойно-широколиственными лесами; 17 — березовые и ольховые леса в сочетании с хвойно-широколиственными лесами; 18 — ольховые леса в сочетании с широколиственными лесами.

получили настоящие тундровые группировки. Были развиты арктические, моховые, кустарничковые и кустарниковые тундры.

Выше по разрезу выделяются осадки со спорово-пыльцевыми спектрами межстадиального типа. Поскольку отложения этого межстадиала, названного А. И. Москвитиним верхневолжским, обнаружены в районе Ленинграда, можно полагать, что край ледника находился еще в пределах южной Финляндии. Морской бассейн, занимавший Балтийско-Ладожскую впадину, во время первого послемиккулинского похолодания (курголовская стадия) испытал, по-видимому, опреснение и несколько регрессировал (судя по данным скв. 20, оз. Белое). Последующее улучшение климатических условий совпало с некоторым осолонением (данные по диатомовым водорослям разрезов скв. 7, бывш. дер. Сияявино, и скв. 24, Ошта). На остальной территории осадки этих периодов отлага-

лись в локальных озерах. Во время верхневолжского межстадиала господствовали еловые и елово-сосновые леса, такие как и в период каспийского межстадиала, однако по сравнению с последним климат был более теплый, широкое развитие, видимо, получили болота и луга.

О последующем, тосненском, межстадиале пока известно очень мало. В Приневской низине в это время существовали реки или озерные разливы, кроме того, на остальной территории имели место локальные озера. Относительно данного интервала можно лишь сказать, что в этот период даже на севере территории, в районе Ленинграда, ледник не оказывал существенного влияния на климат, который был близок к современному. Оптимум этого интервала был не теплее оптимума голоцена, а по составу флоры он может быть сопоставлен с микулинским межледниковьем района Архангельска. Разрез тосненского межстадиала в районе Ленинграда имеет датировку свыше 45 тыс. лет, а разрез Каракюля, весьма сходный с первым по палинологическим данным, — свыше 53 тыс. лет.

Во время бологовской стадии, соответствующей периоду максимального развития оледенения, рассматриваемая территория была полностью покрыта льдом. Граница этой стадии расположена к юго-востоку от изученного района. На данной территории краевые образования бологовской стадии сохранились севернее ст. Бологое.

Во время максимальной стадии рельеф субстрата, по-видимому, не оказал решающего влияния на положение ледникового фронта; льды не только преодолели такие преграды, как Карбоновый уступ и выступы дочетвертичного рельефа на междуречье Ловати и Великой, но и продвинулись далее к югу и юго-востоку на значительное расстояние. Климатические и динамические границы бологовской стадии почти совпадают. Сток талых вод в этот период был свободным и имел юго-восточное направление.

В последующее потепление, соответствующее березайскому межстадиалу, северная часть территории была покрыта ледником. В настоящее время оно еще недостаточно изучено и может быть охарактеризовано по нескольким разрезам на Валдайской и Судомской возвышенностях и в бассейне р. Мсты. Его отложения имеют озерный и озерно-аллювиальный генезис и залегают на различных гипсометрических уровнях в местностях понижениях подстилающего рельефа. Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, в оптимальную фазу межстадиала на юге и юго-западе территории произрастали разреженные березовые, березово-сосновые и елово-сосновые леса.

И. А. Данилова для района Подмосковья (Данилова 1959, 1965) приводит разрезы, изученные в окрестностях пос. Красновидово, характеризующие время начала отступления валдайского оледенения. Данные, приведенные в ее работах, говорят о том, что талые воды во время максимума валдайского оледенения достигли этой территории, процесс торфообразования во многих местах был прерван, и здесь вновь началась аккумуляция озерных отложений. В озерной толще выделяются слои, спорово-пыльцевая характеристика которых указывает на краткое межстадиальное внутривалдайское улучшение климата и позволяет сопоставить их с отложениями березайского интерстадиала (разрезы в истоках р. Северная Бодня).

В течение едровской стадии ледниковый покров перекрывал почти всю рассматриваемую территорию, за исключением юго-восточной и самой южной частей. Сток ледниковых вод по-прежнему шел на юго-восток в сторону Молого-Шекснинской низины, занятой в это время обширным перигляциальным бассейном.

Рельеф, созданный в период максимального развития валдайского оледенения (бологовская и едровская стадии), сохранился лишь вблизи

границы последнего. На остальной территории его сменили более молодые образования вепсовской и последующих стадий. Во внутренней зоне оледенения отложения, соответствующие максимальному этапу, представлены моренами, залегающими между соминскими и микулинскими осадками (скважины 10 и 23 на Онежско-Ладожском перешейке, диаграммы II и IX), а также между соминскими и березайскими отложениями (скв. 1, Судомская возвышенность, и скв. 31, Бежаницкая возвышенность) и ниже последних.

В перигляциальной зоне отложения времени максимума валдайского оледенения представлены лёссами, залегающими между микулинской и брянской погребенными почвами (Величко и др., 1964). К этому же периоду относятся и осадки, подстилающие образования соминского межстадиала в разрезе у ст. Шестихино в Ярославском Заволжье. Палинологические данные свидетельствуют о существовании в этом районе арктических тундр и пустынь 49 тыс. лет назад.

Интересным представляется сравнение указанных данных с материалами по палеотемпературам, полученным Росхольтом и др. (Rosholt et al., 1961), по глубоководным океаническим осадкам северной Атлантики (колонка 280). Они свидетельствуют о значительных похолоданиях, имевших место около 51 тыс. и 27 тыс. лет назад; при этом следует отметить, что последнее похолодание носило сложный характер.

Потепление, последовавшее за едровской подвижкой ледника, было значительным как по амплитуде, так и по продолжительности. Льды, по-видимому, сохранялись лишь в пределах Фенноскандии (рис. 17, а).

Судя по данным абсолютного возраста, оно имело место в промежутке времени между 49 и 25 тыс. лет (датировки по разрезам скв. 6, г. Ленинград, Гражданский проспект и обн. 2, дер. Дунаево). С ними сопоставляются датировки, полученные по разрезам, расположенным в перигляциальной области последнего оледенения, у ст. Шестихино близ Рыбинска (устное сообщение Е. П. Зарриной)¹ и брянские погребенные почвы (Величко и др. 1964).

В этот период существовала гидрографическая сеть, частично приуроченная к «древним» неоген-четвертичным долинам, где располагались узкие четковидные озера, подобные современным озерам в долине рр. Соминки, Тихвинки, Валдайки и т. д. Днища их располагались ниже, чем у современных озер. В озерных котлованах накапливались довольно мощные (до 20—30 м) толщи песчано-глинистых осадков, иногда с четко выраженной сезонной слоистостью. Значительно реже встречаются озерные осадки, представленные илами. Иногда соминские отложения представлены дельтовыми фациями, в которых среди песчано-глинистых слоистых отложений также имеются прослойки с органикой (обнажение у дер. Дунаево на р. Ловати). В Приильменье соминские отложения озерного и озерно-аллювиального генезиса формировались на довольно значительной площади. В Приневской низине во время соминского интерстадиала осадконакопление шло в локальных озерах на отметках, близких к современному уровню моря.

Сейчас насчитывается более 15 разрезов, в которых отражен почти полный цикл эволюции флоры и растительности в течение всего межстадиала. Судя по палеоботаническим данным, растительный покров в течение межстадиала неоднократно менялся. В целом для этого периода характерно по крайней мере три крупных миграции древесных пород,

¹ Датировка $49\ 000 \pm 1530$ лет (ЛУ-14В) относится к слою торфа, залегающего под отложениями соминского межстадиала и образовавшегося, по палинологическим данным, в холодных, арктических условиях.

а также периоды, в течение которых значительное развитие получали тундровые и лесотундровые группировки (зоны Sm_1 , Sm_3 , Sm_5 , Sm_7).

Наиболее оптимальные климатические условия связаны со средним этапом соминского межстадиала (зона Sm_4). В течение этого времени лесная растительность занимала господствующее положение, а темной хвойной леса из ели имели наибольшее распространение. На востоке территории это, по-видимому, была *Picea obovata* Ledeb. На юге и юго-западе территории большую роль играли *P. abies* L. и отчасти *P. fenica* Rgl., отдельные экземпляры которой и сейчас имеются среди древостоя Валдайской возвышенности (Игнатъев, 1937, цит. по: Миняев, 1966) Онежско-Ладожского перешейка.

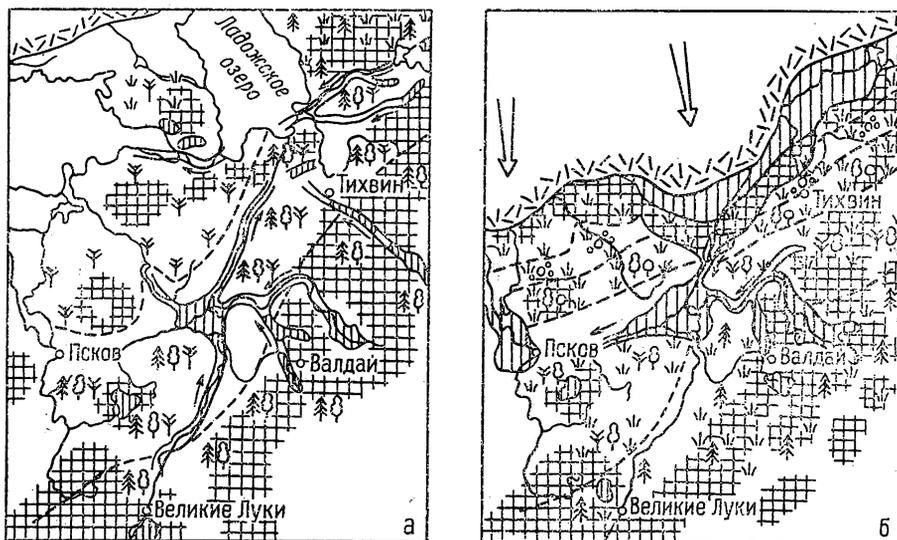


Рис. 17. Северо-запад Русской равнины во время климатических оптимумов межстадиалов валдайского оледенения: соминского (а), мстинского (б).
Условные обозначения те же, что на рис. 16.

Кроме ели, широкое участие в составе леса принимала и сосна *Pinus silvestris*, причем распространение этой породы зависело скорее от эдафических, чем климатических условий. Так, на Карельском перешейке формации сосновых лесов имели наибольшее распространение. Береза, видимо, входила в состав хвойных лесов или образовывала самостоятельные насаждения, особенно по понижениям рельефа. Роль ольхи на некоторых участках территории была значительна. Не исключена также возможность участия широколиственных пород — дуба, вяза, липы — в составе леса, особенно на юге и юго-востоке.

Описание растительности всей территории и особенно северных районов будет неполным, если не остановиться на роли недревесных компонентов в ландшафте прошлого. На Онежско-Ладожском и Карельском перешейках перигляциальная группа флоры — арктические, субарктические и ксерофитные степные элементы — играла существенную роль. Образованные ими биоценозы не только не были вытеснены лесной бореальной растительностью, но на некоторых участках они фитоценозически были сильнее, чем биоценозы бореальных и неморальных групп. К югу от широты оз. Ильмень, а по долинам и несколько севернее эдификаторная роль этих растений заметно падала, здесь они входили уже только в состав некоторых сообществ.

Таким образом, сложность климатических изменений и большая продолжительность соминского интерстадиала выделяют его среди остальных.

Краевые образования вепсовской стадии, характеризующиеся свежим ледниковым рельефом, приурочены к таким выступам доледникового рельефа, как Карбоновое плато и возвышенности на междуречье Великой и Ловати, что свидетельствует о возросшей роли этого рельефа в распределении краевых форм. В течение этой стадии была создана наиболее мощная и выдержанная по простиранию маргинальная полоса холмистого рельефа, а также, возможно, заложено основание некоторых из межлопастных срединных возвышенностей на западе территории. Сокращение льдов сопровождалось распадением краевой части ледника на глыбы мертвого льда. С их постепенным вытаиванием связано возникновение большого количества надледниковых и внутрiledниковых озер, в которых сформировались многочисленные камы, озы и звонцы. Свободный сток талых ледниковых вод осуществлялся в южном и восточном направлениях, на что указывает наличие задров, типичных для названной стадии. Флювиогляциальными потоками были в значительной степени размыты краевые образования бологовской и едровской стадий.²

Во время мстинского межстадиала ледниковый фронт отступил к Балтийско-Ладожской впадине. Судя по пространственному распространению озерных и озерно-аллювиальных осадков, можно предположить их формирование в различных геоморфологических условиях (рис. 17, б).

Рельеф восточной и южной частей территории во время мстинского интерстадиала уже приобрел облик, близкий к современному. После вепсовской стадии главный конечноморенный пояс (и особенно его дистальная часть) в общих чертах уже сформировался, наметились и контуры срединных массивов. Можно предположить, что возвышенности, расположенные к югу от Ордовикского глинта, в какой-то мере определяли очертания ледникового края и приледникового бассейна. Они, возможно, сыграли и экранирующую роль, несколько ограничивая влияние ледника на климатические условия расположенных южнее районов. На месте современных крупных впадин в пределах внутренней зоны, по-видимому, уже существовали понижения. Озерные и озерно-аллювиальные отложения формировались к востоку от Карбонового уступа в долинных озерах, подпруженных на различных уровнях, в озерных впадинах, занимавших приледниковые рывины типа урштромов, в крупных плоских котловинах — между грядами стадияльных и осциляторных краевых образований. К западу от него осадконакопление шло в обширных понижениях рельефа, существовавших на месте Мстинской впадины, Псковского озера, Ильменской и Грузинской котловин, питавшихся реками, стекавшими с Валдайской возвышенности.

В пределах свободной ото льда южной части Балтийско-Ладожской впадины перед ледниковым фронтом располагался приледниковый бассейн, ограниченный с юга Ордовикским глинтом.

В оптимальную фазу межстадиала растительный покров территории был весьма пестрым. На севере, вблизи края ледника, существовали перигляциальные тундры, в то время как на юге по долинам, по-видимому, уже селилась ель. В Южном Приильменье в бассейнах рек Великой, Мсты и Ояти произрастали редкостойные сосновые леса в сочетании с березой, при этом существенную роль на некоторых участках играли травяно-кустарничковые группировки. К северу сосновые леса постепенно сменялись редкостойными березовыми, а затем предтундровым березовым редколесьем (рис. 17, б). Положение границы ледника в крестецкую

² О рельефообразующих процессах в течение вепсовской, крестецкой и других стадий см. также раздел «История развития рельефа».

стадию в значительной степени определялось рельефом субстрата. Распространение льдов к югу и востоку ограничивалось склонами уже существовавших к тому времени Валдайской, Бежаницкой и Латгаль-

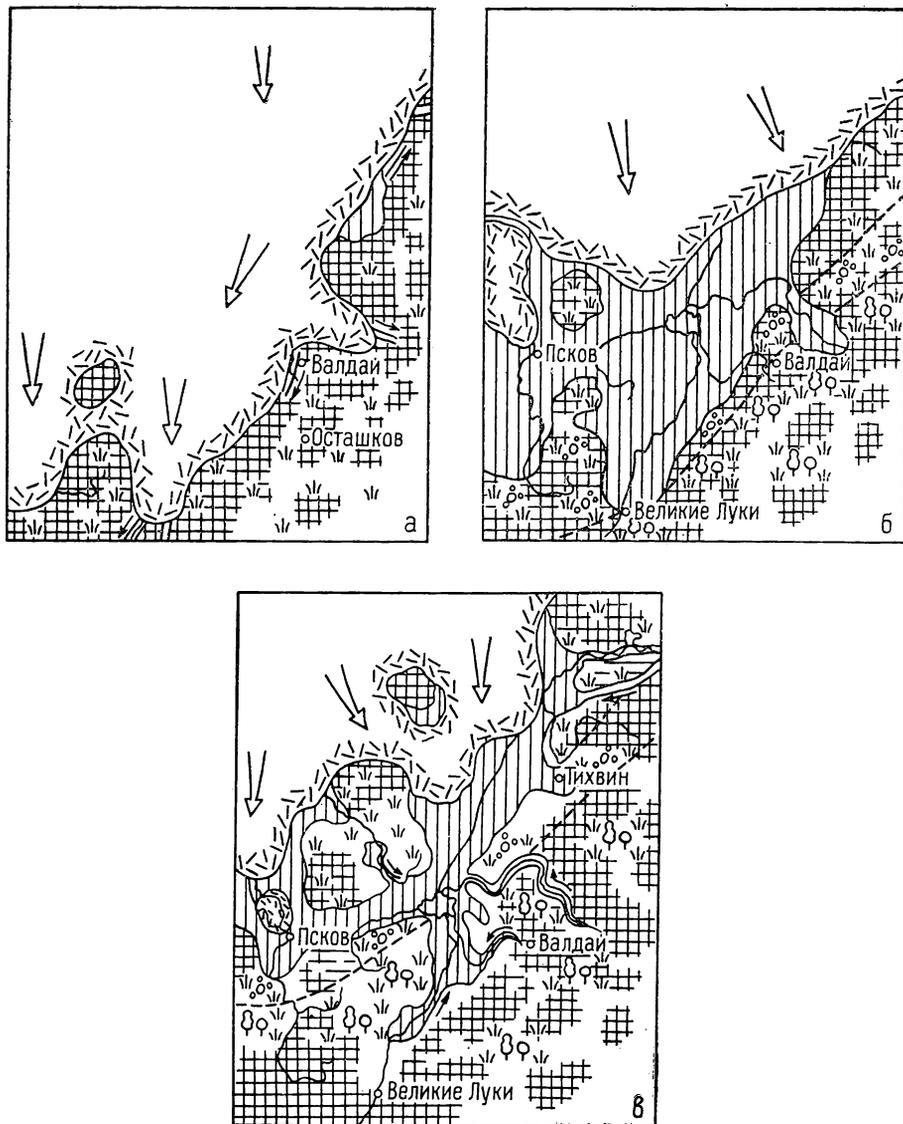


Рис. 18. Северо-запад Русской равнины в периоды максимального продвижения льдов во время крестецкой (а), лужской (б) и невской (в) стадий валдайского оледенения.

Условные обозначения те же, что на рис. 16.

ской возвышенностей. Довольно крупные ледниковые языки продвинулись к югу и юго-востоку по впадинам древнего рельефа — Мстинской, Ловатской и Великорецкой, чем объясняется фестончатый характер крестецких краевых образований (рис. 18, а).

В течение крестецкой стадии в основном закончилось образование главного конечноморенного пояса, а также «срединных» островных воз-

вышенностей, были созданы линейные формы рельефа в пределах равнин. Во время максимального распространения льдов в крестецкое время полоса краевых ледниковых образований предыдущих стадий препятствовала свободному стоку талых ледниковых вод в дистальном направлении.

Талые ледниковые воды стекали вдоль края ледника к югу и юго-востоку, образуя рытвины типа «урштромов», в настоящее время занятые вытянутыми озерами (Селигер, Велье, Валдайское, Ужин, Боровко и др.).

Кроме того, часть талых вод накапливалась в локальных подпруженных приледниковых водоемах, занимавших понижения между возвышенностями, наиболее значительный из них, с уровнем до 170—180 м, располагался на северо-востоке территории, в верховьях рр. Паши, Ретиши и Тутоки. Начиная с абсолютных отметок около 130 м бассейны становятся региональными, их береговые линии фиксируются на проксимальном склоне главного конечноморенного пояса, на склонах «срединных» возвышенностей.

На различных участках внутренней зоны, главным образом на западе территории, камы и холмисто-моренный рельеф располагаются заведомо ниже уровней региональных ледниковых озер, но не несут следов абразии, что предполагает наличие глыб мертвого льда.

Дальнейшая деградация ледника сопровождалась последовательным сокращением приледниковых озер и их распадением на ряд локальных водоемов, которые существовали и в течение последующего плюсского межстадиала, причем условия седиментации в них существенно не изменялись.

Плюсское потепление было, по-видимому, одним из наименее значительных и продолжительных и носило скорее всего характер межфазиаала. Оно нашло отражение в разрезах послекрестецких озерных отложений, расположенных на Валдайской возвышенности. Ледник во время этого межстадиала располагался в северной части территории. Характер растительных биоценозов данного периода определялся холодным, резко континентальным климатом. На севере, на границе зоны перигляциальных тундр, селились редкостойные березовые группировки; большая часть территории была покрыта сосновыми лесами. На юго-востоке по Мстинско-Уверскому понижению, видимо, проникала ель.

В лужскую стадию ледниковый покров перекрыв северную половину территории от северной оконечности Чудского озера до юго-западной оконечности Онежского озера (18, б). Комплексы краевых форм, характерные для предыдущих стадий, имеются лишь на западе в районе междуречья Плюсы и Луги и на северо-востоке в районе рр. Паши—Ояти. На остальной территории в пределах Приневской низины они отсутствуют, представлены размывными единичными формами рельефа. Кроме того, бросается в глаза прямоугольный характер границы лужской стадии. Все это, возможно, объясняется существованием крупного озерно-ледникового водоема, с которым взаимодействовал ледниковый фронт.

Обломочный материал, выносимый потоками талых вод из ледника в озеро, не создавал холмистых образований, а перерабатывался и осаждался в виде озерно-ледниковых отложений. Влияние водных масс способствовало усиленному таянию ледника. По мере сокращения последнего внутриледниковые скопления обломочного материала подвергались размыву.

Максимальный уровень лужского регионального приледникового озера был, по-видимому, не ниже абсолютных отметок 80—85 м. Абразионные уступы с высотой подошвы 85 м наблюдаются вдоль северо-восточного и юго-западного склонов Мстинской впадины. Террасовые площадки, примыкающие к этим уступам, сложены с поверхности мелко-

зернистыми (а вблизи тылового шва террасы разнородными) песками, которые в центральной части впадины сменяются ленточными глинами и суглинками. Абсолютные высоты кровли глин составляют 60—65 м; они характеризуются холодными спорово-пыльцевыми комплексами приледникового типа и залегают с размывом на песчаных отложениях плюскового межстадиала.

При уровне 85 м Мстинская впадина представляла собой залив обширного приледникового озера, занимавшего Приильменскую и Псковскую низины. В пределах последних отложения этого озера также представлены ленточными глинами, местами трансгрессивно перекрывающими песчаные осадки плюскового межстадиала.

Приток воды в озеро осуществлялся, по-видимому, не только с севера, со стороны ледника, но и с юга рядом рек, берущих начало на Валдайской возвышенности.

Вдоль побережья приледникового озера узкой полосой протягивались перигляциальные тундры. Более южная территория была покрыта предтундровым березовым редколесьем, а затем редкостойными березовыми лесами. По-видимому, обширный водоем оказывал смягчающие влияния на климат и, таким образом, способствовал продвижению к северу березовых лесов.

Теплый интервал, следовавший за лужской стадией, получил в литературе название охтинского межстадиала. По поводу палеогеографических условий этого промежутка времени мнения исследователей расходятся (см. раздел «Охтинские слои» в главе IV). Поскольку отложения данного возраста обнаружены в пределах Балтийско-Ладожской впадины, несомненным представляется довольно значительное отступление края ледника в этот период.

К началу охтинского интервала ледниковый рельеф рассматриваемого региона уже в общих чертах соответствовал современному, за исключением территории, расположенной севернее Ордовикского глинта. Здесь, видимо, лишь Центральная возвышенность Карельского перешейка существовала в почти современном виде. К востоку и югу от последней, как можно судить по поверхности кровли лужской морены и ее производных, располагались отдельные холмистые образования, сложенные главным образом мореной, а также тонкими супесями, суглинками и глинами — осадками небольших внутрILEDниковых водоемов.

После сокращения льдов лужской стадии и освобождения Предглинтовой впадины на ее территории существовал пресный водоем, максимальный уровень которого был не ниже 50 м. Реликтовые озера сохранились также в Псковской и Ильменской котловинах; последняя соединялась с Балтийско-Ладожским бассейном через Волховское понижение. В это время на суше уже господствовала лесная растительность, хотя облесенность была не полной, о чем свидетельствует присутствие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы растений открытых местообитаний. Преобладали сосновые леса. Потепление охтинского времени, по-видимому, было непродолжительным и характеризовалось холодным и довольно сухим климатом, свойственным заключительным межстадиалам валдайского оледенения (мстинскому, плюскому).

Невская подвижка ледника явилась заключительной для описываемой территории. Ее краевые образования, прослеживающиеся на отдельных участках Притосненского и Лужско-Наровского понижений, а также восточного побережья Чудского озера, представлены большей частью размытыми конечноморенными грядами; наиболее ярко выражены в рельефе Шапки-Кирсинские флювиогляциальные гряды и Рамболовская конечная морена. В эту стадию льды перекрыли предглинтовую низменность (рис. 18, в). Уступ Ордовикского плато явился преградой для распро-

странения маломощного ледника к югу, и лишь отдельные его языки продвинулись по понижениям древнего рельефа. Центральная возвышенность Карельского перешейка представляла собой крупный нунатак между «ладожским ледниковым языком» и «финским ледниковым языком», с дистальной стороны которого возник внутриледниковый водоем с максимальным уровнем 100—110 м абсолютной высоты, ограниченный с запада, юга и востока ледяными бортами. В этом районе широко развиты айсберговые морены. Перед ледниковым фронтом располагались два обширных озера, занимавших Приильменскую и Псковскую впадины и соединяющихся между собой проливом в районе Нижнешелонской депрессии.

Отступление ледника невской стадии сопровождалось регрессией регионального приледникового озера. Когда уровень последнего стабилизировался на отметке 50—53 м, произошло формирование V надпойменных террас в долинах рек Ояти, Мсты, Ловати. По мере постепенного освобождения из-под льда южной части Ладожской впадины и Приневской низины началось распадение единого озера на Приладожский и Ильменский водоемы, которое завершилось, когда уровень воды упал до абсолютной высоты 40—42 м и повышение рельефа в нижнем течении р. Волхова, в районе деревень Змейско—Городок—Селищенское, превратилось в сушу, образовав перемычку между озерами.

С этого момента формирование речных долин рассматриваемого региона связано уже с местными базисами эрозии, в связи с чем относительные и абсолютные высоты, а также возраст надпойменных террас в долинах рек, относящихся к Балтийско-Ладожскому и Ильменскому бассейнам, различны. Северный водоем продолжал регрессировать, в то время как задержка уровня южного (Ильменского) озера на отметке 40—42 м вызывала образование IV надпойменных террас в долинах рр. Мсты и Ловати.

Еще ранее произошло отчленение Псковско-Чудовского бассейна, который, по-видимому, имел сток в западном направлении. Северная часть этого бассейна, занимавшая Лужско-Нарвскую низину, известна под названием Лужского озера (Марков, 1931б). Сокращение Приладожского водоема (Невского плотинного озера по К. К. Маркову, 1931б), связанное с отступлением ледника от глинта, привело к соединению этих двух бассейнов. Образование единого бассейна в восточной части Финского залива и котловины Ладожского озера сопровождалось длительной стабилизацией уровня на абсолютной отметке 36—38 м. С этим уровнем связана IV надпойменная терраса в долине р. Ояти.

С соответствующей стабилизацией уровня Ильменского бассейна на абсолютной высоте 33—36 м связано образование III надпойменных террас в долинах рр. Мсты и Ловати.

Одновременно происходит регрессия внутриледникового водоема в южной части Карельского перешейка и образование камовых террас. Падение уровня прерывалось рядом более или менее длительных остановок, во время которых на склонах образовавшихся возвышенностей выработывались абразионные уступы и террасы. На освобождавшихся из-под льда участках суши значительное развитие получили эрозионные процессы. Эрозионное расчленение возвышенностей происходило непосредственно после падения уровня озера, что нашло отражение в нескольких ярусах коротких висячих долин, обрывающихся на уровнях террас и расчленяющих склоны камовых террас.

Эрозионные и абразионные процессы, а также вытаивание погребенных глыб льда значительно видоизменили первичный облик плоских озерно-ледниковых равнин и создали современный контрастный рельеф расчлененных аккумулятивных плато и высоких террас со сходным сочетанием

термокарстовых и эрозионных форм (типа преобразованных камовых террас).

По-видимому, после вытаивания ледяных глыб в пределах Охтинской, Лемболовской и Кавголовской котловин глубина озера оставалась довольно значительной; на этих участках происходило осаждение тонких супесей ленточного типа (Марков, 1931б).

Отступление льдов с территории Предглинтовой низменности и развитие рельефа данной области подробно рассматривается в монографии К. К. Маркова (1931б). Результаты геохронологических исследований, проведенных К. К. Марковым и И. И. Красновым в 1926—1930 гг., показали, что сокращение ледникового покрова на территории Приневской низины происходило со средней скоростью около 400 м в год. Непосредственно после отступления льдов в Приневской и Лужско-Наровской впадинах начали откладываться ленточные глины, мощность которых достигает 8—10 м. Обмеление приледникового озера выразилось в постепенной смене осадков вверх по разрезу — от ленточных глин до супесей и песков.

Вслед за отступающим краем ледника в невскую стадию с юга продвинулась лесная растительность, в первую очередь редкостойные березовые леса, распространению которых способствовало смягчающее влияние обширных водных пространств.

В позднеледниковое время ледниковый покров освободил северную часть рассматриваемой территории и южную Финляндию. Теперь установлено, что в это время имели место два самостоятельных межстадиала: беллинг и аллеред, разделенные периодом похолодания и некоторым продвижением ледника к югу (средним дриасом).

Во время беллингского потепления, бывшего, судя по радиоуглеродным данным, от 12 150 до 12 750 лет назад, видимо, произошло значительное осушение территории. Так, уровень Ильменского озера лежал по крайней мере на 10—12 м ниже современного. Осадки этого возраста, как правило, представлены погребенными маломощными торфяниками, перекрытыми толщей песчаных отложений.

В беллинге на всей территории господствовала уже лесная растительность, хотя в менее благоприятных в отношении рельефа и почвы условиях существования все еще господствовали перигляциальные группировки. На севере территории произрастали березово-сосновые и сосновые леса, к югу, особенно по долинам рек, возрастала лесообразующая роль ели.

Отложения аллереда представлены главным образом маломощными озерными и озерно-аллювиальными песками и глинами. Вероятно, в этот период, датируемый около 11 000 лет назад, на рассматриваемой территории существовало большое количество мелких локальных водоемов. В связи с улучшением климатических условий в аллереде, по-видимому, происходило постепенное продвижение ели из ее убежищ. Раньше всего она занимает юго-восточную часть территории по долинам рр. Ловати, Поломети и др. На северо-западе, в пределах Карельского перешейка и в Предглинтовой низменности, эдификатором лесной растительности все еще остается сосна. Березовые леса, видимо, имели чисто локальное распространение. Незначительные площади, главным образом по поймам, были заняты луговыми ценозами. Сообщества гелиофиотов играли еще определенную роль в ландшафте.

Во время позднего дриаса имела место ледниковая стадия Сальпаяселья, крайние образования которой находятся в южной Финляндии. Водные бассейны в это время располагались на низких абсолютных отметках. Так, подошва Усть-Тосненского торфяника, развивавшегося непрерывно начиная с аллереда, располагается на отметке около 10 м.

(Лапин, 1939). В северной части Карельского перешейка существовал пролив, соединявший Балтийский и Ладожский бассейны. В позднем дриасе на всей территории господствовали перигляциальные тундры и редкостойные леса из березы и сосны. К западу и к югу постепенно возрастала роль сосны как эдификатора лесной растительности. Представления авторов о геохронологии и динамике ледникового покрова

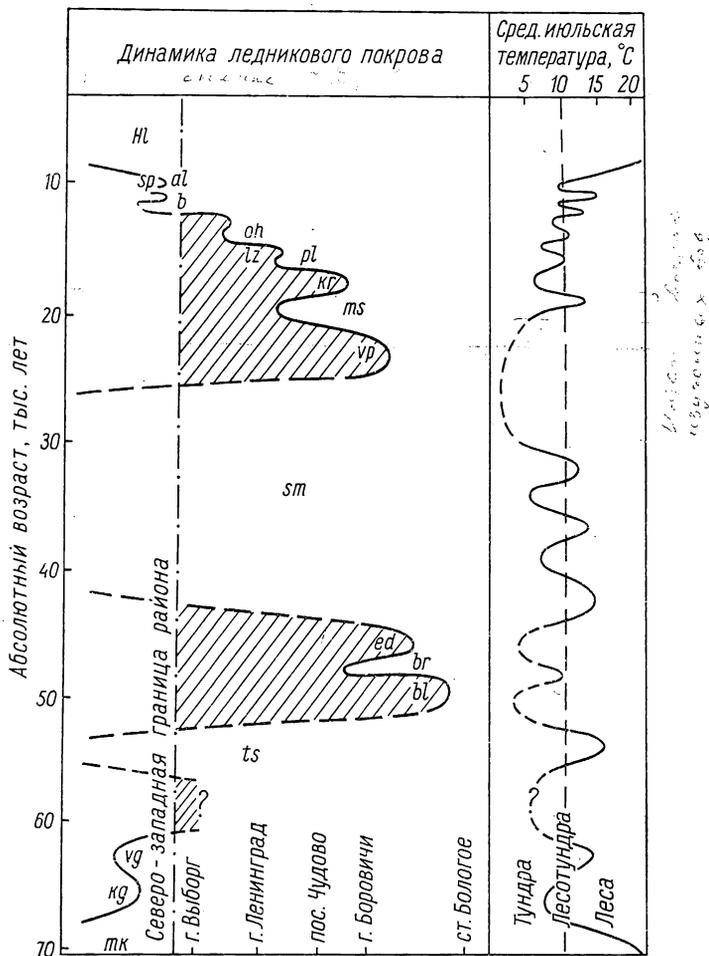


Рис. 19. Вероятная кривая развития валдайского оледенения на территории северо-запада Русской равнины. Составили Х. А. Арсланов, И. П. Баканова, И. В. Котлукова, Д. Б. Малаховский, Е. А. Спиридонова.

последнего ледниковья иллюстрируются вероятной кривой развития валдайского оледенения на территории северо-запада Русской равнины (рис. 19).

В самом начале голоцена имела место регрессия Балтики; в это время в Балтийскую котловину вторглись морские воды — образовалось иольдиевое море. Его отложения известны в районе г. Выборга (Нуурра, 1937), где береговая линия находилась на отметке 18 м. К юго-востоку изобазовая поверхность иольдиевого моря довольно быстро снижается. В результате регрессии Ладожское озеро, до этого входившее в состав

Балтийского ледникового озера, превратилось в отдельный пресноводный бассейн (Абрамова и др., 1967а, 1967б). По-видимому, на протяжении всего поздне- и послеледникового времени в него не проникали воды морских трансгрессий.

К началу голоцена рельеф и гидрографическая сеть приобрели очертания, близкие к современным (рис. 16, б). Озера в этот период имели гораздо более широкое распространение, чем сейчас. Большинство из них было в дальнейшем спущено и превратилось в торфяники.

В период, предшествующий повсеместному расселению древесной растительности на площади, оставленной приледниковыми бассейнами, имели место интенсивные эоловые процессы, что привело к образованию дюн. К этому же времени относится начало процессов торфообразования.

Климат пребореального периода был влажным и довольно теплым. Этот период в истории развития растительности голоцена является как бы связующим звеном поздне- и послеледникового. Здесь особенно резко проявилась дифференциация растительного покрова в зависимости от условий местообитания.

Если на большей части территории начинает господствовать лесная растительность, то на отдельных участках, где почвенные условия препятствовали проникновению леса, произрастали еще позднеледниковые реликты. В этом отношении интересна северная часть Карельского перешейка, где среди крупносельгового рельефа сообщества гелеофитов играли еще существенную роль. По-видимому, северная часть Карельского перешейка явилась своеобразным рефугиумом позднеледниковой флоры. Основными лесообразующими породами этого периода были береза и сосна. Сосновые группировки произрастали по южному побережью Финского залива, на Карельском перешейке, что в основном, по-видимому, было связано с эдафическими условиями. К югу на всей территории господствовали березовые и березово-сосновые леса с хорошо развитым моховым покровом и травяным ярусом. Сомкнутость лесов была неодинакова. На юге территории, в более благоприятных условиях, по долинам рек и в озерных котловинах появляются широколиственные породы — дуб, вяз. Их роль особенно велика в верховьях рр. Ловати и Великой.

В бореальное время имела место анциловая трансгрессия Балтики. По понижению в северной части Карельского перешейка воды анцилового бассейна проникали в котловину Ладожского озера, на северных берегах которого в это время образовалась терраса, расположенная несколько выше террасы ладожской трансгрессии (Нууррӓ, 1943). Близ Ленинграда и к западу от него абсолютные отметки кровли анциловых отложений не превышают 5—6 м; на Курголовском полуострове они достигают 18 м над ур. м. К анциловому периоду относится трансгрессия в южной части Псковско-Чудовской котловины и связанная с ней I надпойменная терраса р. Великой.

В связи с улучшением климата, начавшегося в южных районах примерно 9400, а в северных около 8800 лет назад, в растительном покрове бореального периода произошли значительные изменения. Начинается новый этап в развитии растительности — господство сомкнутых лесных сообществ. Позднеледниковые элементы флоры были вытеснены бореальными видами. Сосна становится основной лесообразующей породой на всей территории Северо-Запада.

На Карельском перешейке, а также по песчаным побережьям Балтики и Ладожского озера развивались сомкнутые сосновые леса таежного типа. К югу в составе леса постепенно усиливалась примесь широколиственных пород — вяза, дуба, орешника, а по долинам рек и липы.

К юго-востоку от Ладожского озера субдоминантом лесной растительности, по-видимому, являлась ель. Климат бореального периода в целом

был сухим и умеренно теплым. Увлажнение климата в конце бореального времени повлекло за собой появление среди древесной растительности ольхи, которая до этого на более возвышенных участках рельефа, как правило, отсутствовала.

В течение атлантического периода имела место литориновая трансгрессия Балтики. Морской бассейн распространялся вдоль современного Финского залива до абсолютных отметок от 3—5 до 20—25 м. Уровень Ладожского и Псковско-Чудского озера (в пределах южных частей котловин) в атлантическое время лежал, по-видимому, ниже современного. Интенсивно шло торфонакопление.

В атлантическое время климат был влажным и теплым (теплее современного). В это время широкое распространение по всей территории получили лиственные породы. Они, по-видимому, образовывали чистые ценозы, и только на Карельском перешейке по-прежнему господствовали сосновые леса с примесью (в зависимости от условий лесобитания) березы, а потом и ольхи. В Приильменской низине и к югу от нее роль широколиственных пород в составе леса возрастала. Видимо, в наиболее благоприятных условиях существования эти породы образовывали чистые насаждения, по долинам рек селилась липа. На юго-запад территории проникал граб, хотя эта порода в голоцене не характерна для всей территории Северо-Запада. С этим периодом связано максимальное продвижение на север неморальных элементов флоры.

Характерной особенностью этого времени является появление первых поселений неолитического человека вдоль рек и берегов моря.

Суббореальный период в истории Балтики знаменуется лимниевой трансгрессией, имевшей сравнительно небольшую амплитуду. В южной части Псковско-Чудской котловины продолжается регрессия.

Наиболее значительным событием суббореального времени следует считать ладожскую трансгрессию. Ладожское озеро с самого начала голоцена имело сток через северную часть Карельского перешейка. Поднятие порога стока привело к поднятию уровня южной Ладоги. До начала суббореального периода береговая линия находилась в пределах современной акватории. В суббореале поднятие уровня привело к затоплению неолитических поселений. Когда уровень достиг абсолютной высоты 15 м, произошел перелив через водораздел между р. Мгой (впадавшей в Ладогу) и р. Тосной (впадавшей в Финский залив). Быстрый размыв водораздела, сложенного рыхлыми породами, привел к образованию р. Невы и к падению уровня Ладоги до значений, близких к современным. Это событие имело место на границе суббореального и субатлантического времени, а может быть и позже. С максимумом ладожской трансгрессии связано образование II надпойменной террасы р. Ояти; в регрессивную фазу, во время стабилизации уровня на абсолютной высоте 12—14 м, произошло формирование I надпойменной террасы в этой долине.

Трансгрессия на южных берегах Онежского озера началась почти одновременно с Ладожской трансгрессией, но в отличие от последней продолжается до настоящего времени со средней скоростью 1.3 мм/год. Продолжается также трансгрессия Псковского озера.

Похолодание в начале суббореального времени в первую очередь отразилось на растительности северной части региона, откуда постепенно отступают к югу термофильные элементы. В суббореальное время по существу единственным эдификатором лесной растительности на всей территории становится ель. По долинам р. Великой, Ловати и Мсты в их приустьевых частях несколько возросло значение березы и отчасти ольхи. Возможно, эти породы не утратили своей лесообразующей роли еще с атлантического периода, поскольку дельтовые условия были наиболее благоприятны для их произрастания.

В середине суббореального периода произошло некоторое осушение территории, благодаря чему в большинстве торфяников образовался так называемый пограничный горизонт различной мощности. На площади, оставленной литориновым морем, стали образовываться дюны.

В субатлантическое время продолжают эрозионно-аккумулятивные процессы в пределах речных долин, а также процессы заболачивания.

В южной части Псковско-Чудской котловины наблюдается регрессия. Почти на всей территории в составе растительного покрова господствующими породами становятся сосна и, реже, береза. Ель сохраняет свое господство только на участках, где условия существования были наиболее благоприятны для ее произрастания.

ЛИТЕРАТУРА

- А б р а м о в а С. А. Палинологические исследования донных отложений Онежского озера. Матер. II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967.
- А б р а м о в а С. А., Гей Н. А., Грейсер Е. Л., Давыдова Н. Н., Казарцева Т. И., Квасов Д. Д., Линьков А. Г., Федоров Б. Г. Геоакустическое зондирование оз. Красного (Карельский перешеек). Изв. ВГО, т. 98, 1966.
- А б р а м о в а С. А., Давыдова Н. Н. Стратиграфия донных отложений Ладожского озера по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. Изд. «Наука», М., 1966.
- А б р а м о в а С. А., Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967а.
- А б р а м о в а С. А., Давыдова Н. Н., Квасов Д. Д. О восточных пределах распространения пребореального ильдиевого моря. В сб.: Baltica, 3, изд. АН Лит. ССР, Вильнюс, 1967б.
- А б с о л ю т н а я геохронология четвертичного периода. Под ред. И. К. Ивановой, Н. В. Кинд и В. В. Чердынцева. Изд. АН СССР, М., 1963.
- А л е й н и к о в А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений Северо-Запада СССР. Изд. ЛГУ, 1960.
- А л е й н и к о в А. А. Краевые образования последнего оледенения на северо-западе Русской равнины в их геоморфологическом и стратиграфическом взаимоотношениях. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. XXI, М., 1963.
- А н а н о в а Е. Н. Краткий очерк эволюции растительного покрова Русской равнины в неогене в связи с вопросом об объеме четвертичного периода (по палинологическим данным). Сборник палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений, вып. 2, изд. ЛГУ, 1960.
- А н а н о в а Е. Н. Раннеакчагыльская флора Юски-Текермень. В сб.: Проблемы палеогеографии, изд. ЛГУ, 1965.
- А н с б е р г Е. А., Знаменская О. М. О морских отложениях на водоразделе рр. Тосно и Саблики. ДАН СССР, сер. геолог., т. 30, № 9, 1941.
- А н у ф р и е в Г. И. Торфяные ресурсы Ленинградской области. Изд. Ленгосторфа, 1932.
- А п у х т и н Н. И., Покровская И. М., Шарков В. В., Яковлева С. В. Стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада. В сб.: Хронология и климат четвертичного периода, Изд. АН СССР, М., 1960.
- А п у х т и н Н. И., Яковлева С. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Балтийского щита и сопредельных районов. Матер. по четвертичной геологии и геоморфологии СССР (к VI конгрессу ИНКВА в Варшаве), Геолтехиздат, Л., 1961.
- А р а в и н В. И. Озы Новгородской области. Тез. докл. Всесоюзн. межведомств. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения, изд. «Красный рабочий», Смоленск, 1968.
- А р с л а н о в Х. А., Громова Л. И., Заррина Е. П., Краснов И. И., Новский В. А., Руднев Ю. П., Спиридонова Е. А. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера. ДАН СССР, сер. геолог., т. 172, № 1, 1967.
- А р т ю ш е н к о А. Т. Растительность аллереда на территории Русской равнины в связи с общим развитием растительного покрова в позднеледниковье в Восточной и Средней Европе. Бот. журн., т. 44, № 6, 1959.

- А с а т к и н Б. П. Гдовские дислокации (Ленинградская обл.). Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 14, М.—Л., 1938.
- А с е е в А. А. Геоморфологическая зональность ледниковой области Русской равнины. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. XIX, М., 1962.
- А с е е в А. А. О синхронизации фаз развития последнего оледенения и колебаний климата верхнего плейстоцена. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. Изд. «Наука», М., 1966.
- А т л а с Ленинградской области и Карельской АССР. Изд. ГЭНИИ, Л., 1934.
- А у с л е н д е р В. Г., Г е й В. П. История развития Кубено-Сухонской озерной впадины в плейстоцене и голоцене. Матер. II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967.
- Б а к а н о в а И. П., М а л а х о в с к и й Д. Б. Эволюция озерных бассейнов Северо-Запада РСФСР в позднее и послеледниковое время. Матер. II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967.
- Б а к а н о в а И. П. и М а л а х о в с к и й Д. Б. Происхождение рельефа Лужской возвышенности и некоторые вопросы деградации последнего оледенения на междуречье рр. Великой, Ловати и Луги. Тез. докл. Всесоюзн. межведомств. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения, изд. «Красный рабочий», Смоленск, 1968.
- Б а к а н о в а И. П., С п и р и д о н о в а Е. А. О позднеледниковых озерных бассейнах Приневской впадины. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967.
- Б а р т о ш Т. Д. Стратиграфия голоценовых известковых отложений нечерноземной полосы европейской части СССР. Матер. по изучению пресноводных известковых отложений, II, изд. АН Латв. ССР, Рига, 1963.
- Б и с к е Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Госиздат Карельск. АССР, Петрозаводск, 1959.
- Б и с к е Г. С. К развитию Балтики в предвалдайское и послевалдайское время в пределах Ленинградской области и Карелии. В сб.: Baltica, 1, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1963.
- Б и с к э Г. С., Л а к Г. Ц. О причинах послеледниковых колебаний береговых уровней на юго-восточной окраине Балтийского шита. В сб.: Baltica, 3, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1967.
- Б и с к э Г. С., Л а к Г. Ц., Л у к а ш е в А. Д. История развития Онежского озера. Матер. II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967.
- Б л а г о в е щ е н с к и й Г. А. История межледниковых лесов средней полосы европейской части СССР. Тр. Инст. географ. АН СССР, т. 36, 1940.
- Б л а г о в е щ е н с к и й Г. А., М а р к о в К. К. Ландшафты Северо-Запада СССР (преимущественно Ленинградской области) и их эволюции в поздне- и послеледниковое время. В сб.: Проблемы физической географии, вып. 5, Изд. АН СССР, М.—Л., 1938.
- Б у с л о в и ч А. А. Развитие озерных бассейнов времени московского оледенения на территории Северо-Запада РСФСР. Матер. II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967.
- Б ы л и н с к и й Е. И. Влияние снижения уровней Ильменского и Ладожского озер на развитие продольных профилей притоков оз. Ильмень и Волхова. Вестн. МГУ, сер. биол., почвовед., геолог., географ., № 3, 1959.
- В а й т е к у н а с П. П. Стадиальность последнего оледенения в Южной Прибалтике и структурно-фациальные особенности стадияльных и межстадияльных образований. В сб.: Краевые образования материкового оледенения, изд. «Минтис», Вильнюс, 1965.
- В е л и ч к о А. А., Д е в и р ц А. А., Д о б к и н а Э. И., М а р к о в а Н. Г., М о р о з о в а Г. Д., Ч и ч а с о в а О. А. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины. ДАН СССР, т. 155, № 3, 1964.
- В е р х н и й плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. Изд. «Наука», М., 1966.
- В и г д о р ч и к М. Е. О связи рельефа с геологическим строением Русской платформы в бассейне р. Ловать. В сб.: Палеогеография четвертичного периода СССР, изд. МГУ, 1961.
- В и г д о р ч и к М. Е. Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Приильменья. Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР, Госгеолтехиздат, Л., 1962.
- В и г д о р ч и к М. Е. О связи «дочетвертичного» и современного рельефа Приильменья с его геологическим строением. Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5, изд. «Недра», Л., 1966.
- В и г д о р ч и к М. Е., Г а р б а р Д. И., К а б а к о в Л. Г., К о ф м а н В. С., О г а н е с о в а А. М., Р а б и н о в и ч Ю. И. О роли тектоники в формиро-

- вании котловин Великих озер северо-запада Русской равнины. Матер. II симпозиум по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967.
- Вигдорчик М. Е., Гарбар Д. И., Кабаков Л. Г., Оганесова А. И., Орлова С. Д., Пырерко В. А., Спиридонова Е. А. Развитие структурного плана юго-западного обрамления впадины Онежского озера. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967.
- Вигдорчик М. Е., Гарбар Д. И., Оганесова А. М., Кабаков А. Г. Онежско-Ладожский перешеек. Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому пути им. В. И. Ленина. Изд. «Наука», Л., 1968.
- Вигдорчик М. Е., Калугина Л. В., Клейменова Г. И., Спиридонова Е. А. Стратиграфия четвертичных отложений Онежско-Ладожского перешейка и Южного Прионежья. Тез. докл. к совещ. по стратиграфии и палеогеографии четвертичн. отлож. Северо-Запада европейской части СССР, изд. ВГО, Л., 1964.
- Вигдорчик М. Е., Котлукова И. В., Малаховский Д. Б., Саммет Э. Ю. О происхождении аккумулятивных форм ледникового рельефа северо-запада Русской равнины. Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада, вып. 5, изд. «Недра», Л., 1966.
- Вигдорчик М. Е., Малаховский Д. А., Саммет Э. Ю. О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской платформы. Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР, Госгеолтехиздат, Л., 1962.
- Вигдорчик М. Е., Плешивцева Э. С., Черемисинова Е. А. Морские межледниковые отложения в Приильменской низине. ДАН СССР, т. 141, № 5, 1961.
- Виноградов А. П., Девирц А. Л., Маркова Н. Г., Хотинский Н. А. Определение границы поздне- и послеледниковой времени по данным спорово-пыльцевого анализа. Геохимия, № 11, 1963.
- Вишневская Е. М., Давыдова Н. Н. История озера Красного (Карельский перешеек) по данным диатомового анализа. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967.
- Вишневская Е. М., Джиноридзе Р. Н. Диатомовые водоросли из озерных отложений Карельского перешейка. Матер. II симпозиум по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967.
- Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Госгеолтехиздат, Л., 1962.
- Гайгалас А., Гуделис В., Спрингис К., Коншин Г., Савваитов А., Вейнбергс И., Раукас А. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова. В сб.: Baltica, 3, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1967.
- Геология четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Под ред. Н. И. Апухтина и И. И. Краснова. Изд. «Недра», Л., 1967.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Инст. географ. АН СССР, вып. 33, 1939.
- Герасимов И. П., Чеботарева Н. С. Абсолютный возраст последнего (валдайского) оледенения на северо-западе Русской равнины. Изв. АН СССР, сер. географ., № 5, 1963.
- Головин И. В., Рисс Ю. А. Некоторые черты геологического строения и перспективы рудоносности южного склона Балтийского щита. В сб.: Рудоносность Русской платформы, изд. «Наука», М., 1965.
- Горецкий Г. И. Карельское межледниковое море. Вопросы географии, сб. 20, Географгиз, М., 1949.
- Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время. Тр. Инст. географ. АН СССР, т. XVI, вып. 3, 1950.
- Гричук В. П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов. В сб.: Хронология и климаты четвертичного периода, Изд. АН СССР, М., 1960.
- Гричук В. П. Гляциальные флоры Русской равнины. В кн.: Значение палеонтологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. Изд. «Наука», М., 1966.
- Гричук В. П., Гричук М. П. К вопросу о характере послеледниковой растительности северо-восточной Прибалтики. Вопросы географии, сб. 23, Географгиз, М., 1950.
- Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР. В сб.: Перигляциальные явления на территории СССР, изд. МГУ, 1960.
- Гричук В. П., Монозон М. К., Шик С. М. Об отложениях одицовской (днепровско-московской) межледниковой эпохи у д. Глазово. В сб.: Палеогеография четвертичного периода СССР, изд. МГУ, 1961.

- Гуделис В. К. К вопросу о проведении стратиграфической границы между плейстоценом и голоценом на территории последнего оледенения. В сб.: Хронология и климаты четвертичного периода, Изд. АН СССР, М., 1960.
- Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Восточной Прибалтики. Автореф. докт. дисс. М., 1968.
- Давыдова Н. Н. История Ладожского и Онежского озер по данным диатомового анализа. Матер. II симпози. по истории озер Северо-Запада СССР, Белорусск. унив., Минск, 1967.
- Давыдова Н. Н., Джиноридзе Р. Н., Квасов Д. Д., Мясцка Г., Спиридонова Е. А. Диатомовый и спорово-пыльцевой анализы колонки донных отложений Гданьской впадины Балтийского моря. ДАН СССР, т. 177, № 6, 1967.
- Данилова И. А. Четвертичные отложения и рельеф окрестностей географической станции Московского государственного университета «Красновидово». В сб.: Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири, изд. МГУ, 1959.
- Данилова И. А. Верхний плейстоцен Подмосковья (история и некоторые черты палеогеографии). Автореф. дисс., МГУ, 1965.
- Даниловский И. В. Геологическое строение бассейна реки Ловати в пределах 27-го листа 10-верстной геологической карты. Тр. Главн. геол.-разв. упр. ВСНХ, вып. 125, 1931.
- Даниловский И. В. Геологическое строение западной части бассейна оз. Ильмень и правобережья р. Шелони. Тр. ВГРО, вып. 264, 1932.
- Даниловский И. В. Значение раковин наземных и пресноводных четвертичных моллюсков для стратиграфии верхней половины четвертичной эпохи. Изв. ВГО, № 3, 1941.
- Даниловский И. В. Опорный литолого-стратиграфический разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и руководящие четвертичные моллюски. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Девятова Э. И. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Онеги. Изд. АН СССР, Л., 1961.
- Джиноридзе Р. И., Клейменова Г. И. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов об отложениях аллередского времени Ленинградской области. В сб.: Baltica, 2, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1965а.
- Джиноридзе Р. И., Клейменова Г. И. Материалы к палеоботанической характеристике поздне- и послеледниковых отложений Лахтинской котловины. В сб.: Проблемы палеогеографии, изд. ЛГУ, 1965б.
- Докторовский В. С. О межледниковых флорах СССР. Почвоведение, № 1—2, 1930.
- Долуханов П. М. Поздне- и послеледниковая история Балтийского моря и археологических культур в его бассейне. Автореф. канд. дисс. ЛГУ, 1965.
- Долуханов П. М. Литориновый этап в истории Балтики и проблема датировки неолитических культур. В сб.: История озер Северо-Запада, Изд. ВГО, Л., 1967.
- Долуханов П. М., Вигдорчик М. Е., Знаменская О. М., Саммет Э. Ю. Локальные различия в развитии расцветности Северной Европы в поздне- и послеледниковое время и проблемы датировки археологических культур. В сб.: Baltica, 3, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1967.
- Долуханов П. М., Микляев А. М. Голоценовая история озер юга Псковской области в связи с развитием последней эпохи неолита и бронзы (по материалам палеогеографического изучения Усвятских памятников). Матер. II симпози. по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967.
- Егоров С. Ф. О происхождении и рельефе Валдайской возвышенности. Тр. Географ. отд. Комисс. ест. пр. сил АН СССР, вып. 2, 1930.
- Ермилов И. Я. Рельеф Валдайской возвышенности в доледниковое время. В сб.: Проблемы физической географии, № 5, Изд. АН СССР, М., 1938.
- Желубовская К. В., Ладышкина Т. Е. К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований разреза Лахтинской котловины. ДАН СССР, т. 146, № 6, 1962.
- Жузе А. П. Диатомовые межледниковые отложения р. Полонети. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. 44, вып. 5, 1936.
- Заррина Е. П. Карта поясов краевых ледниковых образований и приледниковых бассейнов Северо-Запада европейской части СССР. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. Изд. «Наука», М., 1966.
- Заррина Е. П., Краснов И. И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на Северо-Западе европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий. В сб.: Краевые образования материкового оледенения, изд. «Минтис», Вильнюс, 1965.
- Земляков Б. Ф. О следах ледниковой осцилляции в южной части Карельского перешейка. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. III, М., 1933.

- Знаменская О. М. Геоморфологические районы и типы рельефа окрестностей г. Ленинграда. Вестн. ЛГУ, № 24, 1956.
- Знаменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. ДАН СССР, т. 129, № 2, 1959.
- Знаменская О. М., Ананова Е. Н. Новые данные по истории западного побережья Ладожского озера. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967.
- Знаменская О. М., Романова В. П. Геоморфологическое районирование северного Приладожья и Карельского перешейка. В сб.: Северо-Запад европейской части СССР, изд. ЛГУ, 1966.
- Знаменская О. М., Черемисинова Е. А. Распространение мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии. Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР, Гостопотехиздат, Л., 1962.
- Зубаков В. А. Проблемы геологической синхронизации в климатостратиграфии. Советская геология, № 8, 1963.
- Иностранцев А. А. Вода и почва Петербурга. СПб., 1910.
- Исаченков В. А. Некоторые особенности развития котловины Псковско-Чудского водоема. Матер. II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967а.
- Исаченков В. А. Приледниковые водоемы Псковской низины. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967б.
- Исаченков В. А. Краевые образования и некоторые особенности отступления валдайского ледника на территории Псковской области. Тез. докл. Всесоюз. межведомств. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения, изд. «Красный рабочий», Смоленск, 1968.
- Исаченков В. А., Петров Г. Н., Михайлов И. И. О гляциоморфологическом строении Великолукской дуги краевых образований. Тез. докл. Всесоюз. межведомств. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения, изд. «Красный рабочий», Смоленск, 1968.
- История озер Северо-Запада. Изд. ВГО, Л., 1967.
- Кабайлене М. Распределение пылицы в поверхностном слое озерных отложений Литвы. В сб.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Тр. Гос. геол. ком. Инст. геологии, вып. 2, изд. «Минтис», Вильнюс, 1965.
- Кадастр подземных вод СССР. Ленинградская обл. Картпредприятие ВГФ, М., 1962.
- Кадастр подземных вод СССР. Псковская обл. Картпредприятие ВГФ, М., 1963.
- Карандеева М. В. Геоморфология европейской части СССР. Изд. МГУ, 1957.
- Каз Н. Я. О *Dulichium spathaceum* Pers. и других термофильных видах последней межледниковой эпохи. Бот. журн., т. 41, № 10, 1955.
- Каз Н. Я. Сравнительный анализ развития растительности межледниковой днепровско-валдайской и послевалдайской эпох. Тр. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. XIII, М., 1967.
- Каз Н. Я., Каз С. В., Салов И. Н. Рисс-вюрмские (микулинские) межледниковые отложения уд. Рясно Понизовского района Смоленской области. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 32, вып. 2, 1957.
- Каяк К. Ф. О краевых ледниковых образованиях юго-восточной Эстонии. В сб.: Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. Тр. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. XXI, М., 1963.
- Каяк К. Ф. Особенности геологического строения краевых ледниковых образований в Эстонии. В сб.: Краевые образования материкового оледенения, изд. «Минтис», Вильнюс, 1965.
- Квасов Д. Д., Краснов И. И. Основные вопросы истории приледниковых озер Северо-Запада. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967.
- Ковалевский М. И. О рельефе поверхности коренных пород Латвийской ССР. Изв. АН Латв. ССР, № 11 (143), Рига, 1959.
- Ковалевский М. И. Соотношение рельефа и тектонической структуры территории Латвийской ССР. В сб.: Неотектоника СССР, изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.
- Котлюкова И. В. Четвертичные отложения в краевых долинах центральной части Мстинской впадины. В сб.: Палеогеография четвертичного периода СССР, изд. МГУ, 1961.
- Котлюкова И. В., Агапова Н. Д. О новой находке межледниковых отложений в центральной части Валдайской возвышенности. ДАН СССР, т. 135, № 4, 1960.
- Котлюкова И. В., Буслович А. А. Развитие озерных бассейнов в Мстинской впадине. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967.
- Кожман В. С. Новые данные о тектонике Ильменской впадины. Матер. геологии и полезных ископаемых Северо-Запада РСФСР, № 5, изд. «Недра», Л., 1966.

- Краевые образования материкового оледенения. Изд. «Минтис», Вильнюс, 1965.
- Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине. Под ред. Г. Н. Горецкого, К. К. Ивановой, К. К. Орвику. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. XXI, М., 1963.
- Краснов И. И., Рейнеке В. И. О газосности четвертичных отложений Ленинградской области. В сб.: Природные газы, № 11, Л.—М., 1936.
- Криштофович Н. И. Строеие ледниковых образований на территории Ковенской, Виленской и Гродненской губерний. Ежегодник по геолог. и минерал. России, т. I, вып. 1, Варшава, 1896.
- Кропоткин П. А. Экспедиция для исследования Русских северных морей. Изв. Русск. географ. общ., кн. 3, СПб, 1871.
- Кропоткин П. А. Исследование о ледниковом периоде. Зап. Русск. географ. общ., кн. 7, 1876.
- Крукле М. Я., Лусиня Л. Я., Стелле В. Я. Разрез плейстоценовых отложений у нас. п. Фелицианово. Тр. Инст. геолог. АН Латв.ССР, вып. 11, Рига, 1963.
- Лаврова М. А. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений г. Петрозаводска и р. Мги. Тр. советск. секции INQUA, вып. IV, М., 1939.
- Лаврова М. А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме. Тр. Инст. географ. АН СССР, вып. 37, 1946.
- Лаврова М. А. Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии Севера СССР и земской в Западной Европе. Тр. Инст. геолог. АН Эст.ССР, т. 3, Таллин, 1961.
- Лаврова М. А. Основной разрез отложений верхнего плейстоцена Ленинградского района. Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР, Госгостехиздат, Л., 1962.
- Лаврова М. А., Гричук М. П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях. ДАН СССР, т. 135, № 6, 1960.
- Лаврова М. А., Ладышкина Т. Е. К вопросу о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении. В сб.: Baltica, 2, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1965.
- Лапин С. С. Четвертичные отложения района нижнего течения реки Тосны. Уч. зап. ЛГУ, № 25, 1939.
- Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. Под ред. К. К. Маркова и А. И. Попова. Изд. МГУ, 1959.
- Лесневко В. К. О происхождении котловин ложбинных озер, краевой зоны валдайского ледника (Псковская область). Тез. докл. Всесоюз. межведомств. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения, изд. «Красный рабочий», Смоленск, 1968.
- Лисицина Г. Н. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории Северо-Запада европейской части СССР. В сб.: Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири, изд. МГУ, 1959.
- Лобачев И. Н. О развитии сети древних переуглубленных долин и формировании современного рельефа Костромской области. Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 4, изд. «Недра», М., 1965.
- Лопатников Н. И., Шик С. Х. Положение границы верхнечетвертичного оледенения в Смоленской и Калининской областях. Матер. по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР, Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Малаховский Д. Б. Некоторые новые данные о рельефе и четвертичных отложениях северной части Валдайской возвышенности. Произв.-техн. бюлл. СЗГУ, № 1 (4), 1959.
- Малаховский Д. Б. Развитие рельефа северной части Валдайской возвышенности. В сб.: Палеогеография четвертичного периода СССР. (К VI конгрессу ИНКВА в Польше), изд. МГУ, 1961.
- Малаховский Д. Б. К вопросу об истории развития рельефа района оз. Ильмень. Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5, изд. «Недра», Л., 1966.
- Малаховский Д. Б. История развития озерных бассейнов в районе верхнего течения рек Ловати и Куньи. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967.
- Малаховский Д. Б., Буслевич А. Л. Новые данные о происхождении гдовских дислокаций. Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5, изд. «Недра», Л., 1966.
- Малаховский Д. Б., Вигдорчик М. Е. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на северо-западе Русской равнины. В сб.: Краевые формы рельефа покровного оледенения на Русской равнине. (Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. XXI), М., 1963.

- М а л я с о в а Е. С. Палеоботаническая характеристика голоценовых отложений Карельского перешейка. Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений, вып. 1, изд. ЛГУ, 1959.
- М а л я с о в а Е. С. Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского полуострова, Карелии и Карельского перешейка. Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений, вып. 2, изд. ЛГУ, 1960.
- М а л я с о в а Е. С., К а л у г и н а А. В., К л е й м е н о в а Г. И. О палинологической характеристике отложений Силурийского плато. Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений, вып. 1, изд. ЛГУ, 1959.
- М а л я с о в а Е. С., С п и р и д о н о в а Е. А. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Карельского перешейка. В сб.: Baltica, 2, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1965.
- М а л я с о в а Е. С., С п и р и д о н о в а Е. А. Некоторые вопросы палеогеографии голоцена Карельского перешейка (по результатам спорово-пыльцевого анализа донных отложений озер). В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967а.
- М а л я с о в а Е. С., С п и р и д о н о в а Е. А. Палеогеография голоцена Карельского перешейка. Матер. II симпози. по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967б.
- М а л я с о в а Е. С., У с и к о в а Т. В. Новые данные о межстадальных отложениях территории Ленинграда. ДАН СССР, т. 161, № 6, 1965.
- М а р к о в К. К. Изучение ленточных глин с геохронологической точки зрения. Природа, № 9, 1927.
- М а р к о в К. К. Некоторые вопросы генезиса ледниковых ландшафтов. Природа, № 5, 1931а.
- М а р к о в К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской обл. Тр. ГГРУ, вып. 117, 1931б.
- М а р к о в К. К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, вып. 1, М., 1933.
- М а р к о в К. К. О «третьей морене» на Карельском перешейке. Изд. Ленингр. геол. гидр. геодес. треста, № 1 (6), 1935.
- М а р к о в К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги. Тр. Верхневолжск. экспедиции, вып. 1, М., 1939.
- М а р к о в К. К. Основные черты палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Изв. ВГО, т. XXII, вып. 2, М.—Л., 1940.
- М а р к о в К. К. Очерки по географии четвертичного периода. Географиздат, М., 1955.
- М а р к о в К. К. Происхождение современных географических ландшафтов. Вопросы географии, изд. АН СССР, М.—Л., 1956.
- М а р к о в К. К., Г р и ч у к И. П., Л а з у к о в Г. И. Основные закономерности развития природы территории СССР в четвертичном периоде (ледниковом периоде—антропогене), ч. 1, Изд. МГУ, 1961.
- М а р к о в К. К., Л а з у к о в Г. И., Н и к о л а е в В. А. Четвертичный период (ледниковый период—антропогенный период), т. 1. Изд. МГУ, 1965.
- М а р к о в К. К., П о р е ц к и й В. С., Ш л я п и н а К. В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, т. IV, вып. 1, 1933.
- М а т е р и а л ы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Под ред. С. В. Калеснича. Изд. ВГО, Л., 1965.
- М а т е р и а л ы межведомственного совещания по разработке унифицированной схемы четвертичных отложений европейской части СССР. Изд. ВСЕГЕИ, Л., 1964.
- М а т е р и а л ы по генезису и литологии четвертичных отложений. (К VI конгрессу ИНКВА в Варшаве). Изд. АН Белорусск. ССР, Минск, 1961.
- М а т е р и а л ы по изучению пресноводных известковых отложений. Под ред. И. Я. Данилани. Изд. АН Латв.ССР, Рига, 1963.
- М а т е р и а л ы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. (К VI конгрессу ИНКВА в Варшаве). Госгеолтехиздат, Л., 1961.
- М е щ е р я к о в Ю. А. О морфологической структуре северо-запада Русской равнины. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. XIV, № 5, 1950.
- М е щ е р я к о в Ю. А. О происхождении крупных форм рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, сер. географ., № 5, 1953.
- М е щ е р я к о в Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. Изд. АН СССР, М., 1960.
- М е щ е р я к о в Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозивно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. Изд. АН СССР, М., 1961.

- М и н я е в Н. А. Основные этапы формирования флоры Ленинградской области. Научн. бюлл. ЛГУ, № 28, 1951.
- М и н я е в Н. А. Арктические и аркто-альпийские элементы во флоре Северо-Запада европейской части СССР. В сб.: Ареалы растений флоры СССР, изд. ЛГУ, 1965.
- М и н я е в Н. А. История развития флоры Северо-Запада европейской части РСФСР с конца плейстоцена. Автореф. докт. дисс. ЛГУ, 1966.
- М и р ч и н к Г. Ф. Послетрепичная история равнины Европейской России. Работы торфяной академии, вып. 1, М., 1920.
- М и т а с о в В. И., И с а ч е н к о в В. А. Об Усвятской дуге краевых образований (Псковская область). Тез. докл. Всесоюз. межведомств. совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения, изд. Белорусск. унив., Смоленск, 1968.
- М о ж а е в Б. Н. Методы изучения новейшей тектоники и общий характер связи современного рельефа с погребенными структурами на северо-западе Русской платформы. Вопросы разведочной геофизики, вып. 5, изд. «Недра», Л., 1966.
- М о ж а е в Б. Н., М о ж а е в а В. Г. Ступенчатость рельефа в области валдайского оледенения. Изв. АН СССР, сер. географ., № 3, 1964.
- М о ж а е в Б. Н., Р у к о я т к и н А. А. Террасы приледниковых водоемов в Ленинградской и Новгородской областях. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., 1967.
- М о л ч а н о в И. В. Озера и сапропелитовые месторождения Валдайской возвышенности. Тр. Геоморф. инст. АН СССР, вып. 6, 1933.
- М о р д в и н о в А. И. Четвертичные отложения юго-западной части 41-го листа. Изв. ГРУ, т. 50, вып. 27, 1931.
- М о с к в и т и н А. И. Геологический очерк Калининской области. Уч. зап. МГУ, вып. 31, 1939.
- М о с к в и т и н А. И. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения в ряду оледенений Европы. Вюлл. МОИП, отд. геолог., т. 21, вып. 4, 1946.
- М о с к в и т и н А. И. Молого-Шекснинское межледниковое озеро. Тр. Инст. геолог. АН СССР, вып. 88, сер. геолог., № 26, 1947.
- М о с к в и т и н А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в европейской части СССР. Изд. АН СССР, М., 1950.
- М о с к в и т и н А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Изв. АН СССР, сер. геолог. № 3, 1954.
- М о с к в и т и н А. И. Об относительном и абсолютном возрасте древнеозерных осадков в Молого-Шекснинской впадине. В кн.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. Изд. АН СССР, М., 1963.
- М о с к в и т и н А. И. Плейстоцен европейской части СССР. Изд. АН СССР, М., 1965.
- М о с к в и т и н А. И. К вопросу о связи бореальной трансгрессии севера европейской части СССР с калининским оледенением. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. Изд. «Наука», М., 1966а.
- М о с к в и т и н А. И. Среднеевропейские «гетвейг» и «паудорф» и их место в стратиграфии верхнего плейстоцена европейской части СССР. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. Изд. «Наука», М., 1966б.
- М о с к в и т и н А. И. Стратиграфия плейстоцена европейской части СССР. Изд. «Наука», М., 1967.
- Н е й ш т а д т М. И. К истории развития озер в послеледниковое время. Почвоведение, № 2, 1936.
- Н е й ш т а д т М. И. Роль торфяных залежей в восстановлении истории ландшафтов СССР. В сб.: Проблемы физической географии, вып. 8, Изд. АН СССР, М.-Л., 1940.
- Н е й ш т а д т М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Изд. АН СССР, М., 1957.
- Н е й ш т а д т М. И., Д е в и р д А. Л., М а р к о в а Н. Г., Д о б к и н а Э. И., Х о т и н с к и й Н. А. Датировка голоценовых отложений радиоуглеродным методом и данными пыльцевого анализа. ДАН СССР, т. 114, № 5, 1962.
- Н е о т е к т о н и к а СССР. К VI конгрессу Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. Под ред. Н. И. Николаева и К. Я. Спрингиса. Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.
- Н и к о н о в а К. И. О межледниковых периодах Фенноскандии и их абсолютном возрасте. В сб.: Краевые образования материкового оледенения, изд. «Минтис», Вильнюс, 1965.
- О р в и к у К. К. Геология четвертичного периода Эстонской ССР. В сб.: Хронология и климаты четвертичного периода, Изд. АН СССР, М., 1960.
- О р в и к у К. К., П и р р у с Р. О. Межморенные органогенные отложения в Корюля. В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии, изд. АН Эст. ССР, Таллин, 1965.
- О с т р о м е ц к а я Е. Д., К о т л у к о в а И. В. Новые данные о нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложениях среднего течения р. Мсты. Матер.

- по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5, изд. «Недра», Л., 1966.
- П а а с и к и в и Л. Б. Геологическое строение и история развития Ханья-Локновского и Мынисского поднятий. Вопросы разведочной геофизики, вып. 5, изд. «Недра», Л., 1966.
- П а л е о г е о г р а ф и я и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. (К VII конгрессу ИНКВА, США, 1965). Под ред. М. И. Нейштадта. Изд. «Наука», М., 1965.
- П а л е о г е о г р а ф и я четвертичного периода СССР. (К VI конгрессу ИНКВА в Польше). Под ред. К. К. Маркова. Изд. МГУ, 1961.
- П е р и г л а ц и а л ь н ы е явления на территории СССР. (К VI конгрессу ИНКВА в Польше). Под ред. К. К. Маркова и А. И. Попова. Изд. МГУ, 1960.
- П и с а р е в а В. В. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области. Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 4, изд. «Недра», М., 1965.
- П о к р о в с к а я И. М. О межморенных отложениях р. Мги. Тр. советск. секц. ИНКВА, вып. 2, М., 1936а.
- П о к р о в с к а я И. М. Флора межледниковых отложений р. Полонети. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. 14, вып. 3, 1936б.
- П о р е ц к и й В. С., Ж у з е А. П. и Ш е ш у к о в а В. С. Диатомовые поздние и послеледниковых отложений северо-западной части Ленинградской области. Тр. II Международн. конфер. Асс. по изуч. четвертичн. периода Европы вып. 3, М., 1933.
- П о р ш н я к о в С. Н. О карстовых явлениях на Валдайской возвышенности. Изв. ГГО, № 10, 1939.
- П о с л е д н и й европейский ледниковый покров. (К VII конгрессу ИНКВА, США, 1965). Под ред. И. П. Герасимова. Изд. «Наука», М., 1965.
- П о т у л о в а Н. В. Хроника. Геол. вестн., т. IV, № 16, 1921.
- П р о б л е м ы палеогеографии. Под ред. А. И. Зубкова. Изд. ЛГУ, 1965.
- П у н н и г Я. М., И л ь в е с Э., Л и й в а А. Датирование древних образцов радиоуглеродным методом. Изв. АН Эст. ССР, сер. биол., № 9, Таллин, 1966.
- П ы л ь ц е в о й анализ. Под ред. И. М. Покровской. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1950.
- Р а у к а с А. В., С е р е б р я н ы й А. Р., П у н н и г Я. М. Об абсолютном возрасте краевых зон и эволюции оледенения на северо-западе Русской равнины в позднем плейстоцене. Тез. докл. Всесоюзн. межведомств. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения, изд. «Красный рабочий», Смоленск, 1968.
- Р е л ь е ф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. Под ред. К. К. Маркова. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Р у к о я т к и н А. А. Результаты исследования новейшей тектоники Восточного Приильменья. Вопросы разведочной геофизики, вып. 5, Л., 1966.
- Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, М., 1960.
- Р у х и н Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, Л., 1962.
- Р у х и н а Е. В. Материалы по изучению Шапки-Кирсинских камов Ленинградской области. Уч. зап. ЛГУ, № 25, 1939.
- Р у х и н а Е. В. О характере дочетвертичного рельефа Ленинградской области в Прибалтике. Научн. бюлл. ЛГУ, № 9, 1946.
- Р у х и н а Е. В. О предчетвертичных долинах северо-западной части Русской платформы и их геологическое значение. Тр. Ленингр. общ. естествоиспыт., т. XIX, вып. 2, 1957.
- Р у х и н а Е. В. О некоторых особенностях гранулометрического состава моренных отложений. Вестн. ЛГУ, № 12, 1959.
- Р у х и н а Е. В. Литология моренных отложений. Изд. ЛГУ, 1960.
- Р у х и н а Е. В. Литология ледниковых и водно-ледниковых отложений области валдайского оледенения. Автореф. докт. дисс. ЛГУ, 1965.
- С а в и н о в Ю. А. Геоморфологическое районирование северо-запада и севера Русской плиты. Северо-Запад европейской части СССР. Изд. ЛГУ, 1966.
- С а м м е т Э. Ю. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области. В сб.: Палеогеография четвертичного периода СССР. (К VI конгрессу ИНКВА в Польше), изд. МГУ, 1961.
- С а м м е т Э. Ю. О связи стадияльных краевых образований валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада Русской равнины. В сб.: Краевые формы материкового оледенения на Русской равнине, Изд. АН СССР, М., 1963.
- С а м м е т Э. Ю. Новый разрез межледниковых отложений в западной части Ленинградской области. Тез. докл. к совещ. по стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части РСФСР, изд. ВГО, Л., 1964.
- С а п р о п е л е в ы е месторождения СССР. (Справочно-инструктивные материалы). Изд. АН СССР, М., 1964.

- Северо-Запад РСФСР. Физико-географическое описание. Отв. ред. А. А. Григорьев и Г. Д. Рихтер. Изд. АН СССР, М.-Л., 1949.
- Семенович Н. И. Донные отложения Ладожского озера. Изд. «Наука», М.—Л., 1966.
- Семенович Н. И. Стратификация донных отложений Онежского озера. Матер. II симпоз. по истории озер Северо-Запада СССР, изд. Белорусск. унив., Минск, 1967.
- Серебрянный Л. Р. Радиоуглеродный метод и его применение для изучения палеогеографии четвертичного периода. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Серебрянный Л. Р. Применение радиоуглеродного метода в четвертичной геологии. Изд. «Наука», М., 1965а.
- Серебрянный Л. Р. История Балтийского моря. В кн.: Последний ледниковый покров. Изд. «Наука», М., 1965б.
- Серебрянный Л. Р. Некоторые вопросы позднечетвертичной истории Балтийского моря. В сб.: История озер Северо-Запада, изд. ВГО, Л., СССР, 1967.
- Серебрянный Л. Р., Дервиц А. Л., Маркова Н. Г. Новые данные об абсолютном возрасте аллереда в окрестностях Ленинграда. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 27, М., 1962.
- Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. Изд. «Наука», М., 1966.
- Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований по впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. В сб.: Baltica, 3, Изд. АН Лит. ССР, Вильнюс, 1967.
- Скороход В. Фауна межледниковых отложений р. Мги. Тр. ВГРО, вып. 225, Л.—М., 1932.
- Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк района реки Волхова и озера Ильменя. Матер. по исследованию р. Волхов и его бассейна, вып. VII, Л., 1926.
- Соколов Н. Н. Основные черты рельефа Валдайской возвышенности. Тр. I Всесоюзн. географ. съезда, вып. 3, Л., 1934а.
- Соколов Н. Н. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин. В сб.: Проблемы физической географии, вып. 1, Изд. АН СССР, М.—Л., 1934б.
- Соколов Н. Н. Условия залегания и возраст межледниковых отложений р. Поломети. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 14, вып. 1, 1936.
- Соколов Н. Н. О положении границ оледенений в европейской части СССР. Тр. Инст. географ. АН СССР, вып. 37, 1946.
- Соколов Н. Н. Некоторые новые данные о межледниковых отложениях Ленинградской обл. и западной части Калининской области. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 10, М., 1947а.
- Соколов Н. Н. О принципах стратиграфии ледниковых отложений. Изв. ВГО, вып. 1, 1947б.
- Соколов Н. Н. О геоморфологических провинциях Русской равнины. Тр. Почвенного инст. АН СССР, т. 27, М.—Л., 1948.
- Соколов Н. Н. Геологическое строение и история развития рельефа. В сб.: Северо-Запад РСФСР, Изд. АН СССР, М.—Л., 1949.
- Соколов Н. Н. Особенности развития рельефа северо-запада Русской равнины и их влияние на ландшафт. В кн.: Чтения памяти академика Л. С. Берга. Изд. АН СССР, М.—Л., 1955.
- Соколов Н. Н. О московском оледенении. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. XIII, М., 1957.
- Соколов Н. Н. О состоянии и задачах работ по изучению ледниковых форм рельефа Русской равнины. Ротопринт, М., 1960.
- Соколов Н. Н. О стадияльных краевых образованиях. Тез. докл. на рабочем совещ. по изуч. краевых образований покровного оледенения. Изд. АН Эст. ССР, Таллин, 1961а.
- Соколов Н. Н. Принципы геоморфологического разделения Русской равнины. Матер. Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. периода, т. 2, М., 1961б.
- Солоневич К. И. К вопросу о позднеледниковой растительности окрестностей Ленинграда по материалам ископаемых остатков из Песчанки (р. Тосна). Сов. бот., № 6, 1935.
- Солоневич К. И. О позднеледниковой растительности окрестностей г. Великие Луки. Сов. бот., № 1, 1938.
- Солоневич К. И. К вопросу о существовании приледниковых лесов в Восточной Прибалтике. Тр. Инст. географ. АН СССР, вып. 37, 1946.
- Спирidonов А. И. Ледниково-озерные отложения на высоких холмах области древнего материкового оледенения как показатель убывания мертвого льда. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 38, № 2, 1963.
- Спирidonова Е. А., Малаховский Д. Б. О находке лихвинских межледниковых отложений в бассейне верхнего течения р. Ловати. В сб.: Проблемы палеогеографии, изд. ЛГУ, 1965.

- Старик И. Е., Арсланов Х. А., Малаховский Д. Б. О возрасте мгинской межледниковой морской толщи по данным радиоуглеродного метода. ДАН СССР, т. 157, № 6, 1964.
- Сукачев В. Н. Основные черты развития растительности СССР во время плейстоцена. Матер. по четвертичному периоду СССР, Изд. АН СССР, Л.—М., 1936.
- Сукачев В. Н., Горлова Р. И., Метельцева Е. П., Новский В. А. О межледниковых отложениях в окрестностях г. Рыбинска Ярославской области. ДАН СССР, т. 140, № 6, 1961.
- Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Под ред. Д. И. Погуляева и И. Н. Салова. Изд. «Красный рабочий», Смоленск, 1968.
- Тезисы докладов к совещанию по стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части РСФСР, изд. ВГО, Л., 1964.
- Тюремнов С. Н. Сохранность пыльцы в торфяных и озерных отложениях голоцена. К I междунар. палинол. конфер. (Таксон, США). Изд. АН СССР, М., 1962.
- Усикова Т. В., Клейменова Г. И., Джиноридзе Р. И. Поздне- и последниковая история развития района Ленинграда. В сб.: Baltica, 1, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1963.
- Усикова Т. В., Клейменова Г. И., Джиноридзе Р. И. К вопросу о позднеледниковой истории Балтики в районе Ленинграда. В сб.: Baltica, 3, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1967.
- Усикова Т. В., Малясова Е. С. К вопросу о происхождении камовых вышешностей окрестностей Ленинграда. В сб.: Baltica, 2, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1965.
- Усикова Т. В., Малясова Е. С., Клейменова Г. И. Стратиграфия и палеогеография верхнего плейстоцена района Ленинграда. В сб.: Проблемы палеогеографии, изд. ЛГУ, 1965.
- Хронология и климаты четвертичного периода. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Цапенко М. М., Махнач Н. А. Антропогенные отложения Белоруссии. Изд. АН БССР, Минск, 1959.
- Цапенко М. М., Махнач Н. А. Палеогеография и хронология антропогена в области развития скандинавских ледниковых покровов. В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. Изд. АН СССР, М., 1960.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. Пер. с англ. ИЛ, М., 1963.
- Чеботарева Н. С. Новые данные о разрезе межледниковых и межстадиальных отложений в средней полосе европейской части СССР. Тр. конфер. по спорово-пыльцевому анализу, изд. МГУ, 1950.
- Чеботарева Н. С. Новый разрез с днепровско-валдайскими отложениями на р. Каспле у с. Верхняя Боярщина. Матер. по палеогеографии, вып. 1, изд. МГУ, 1954.
- Чеботарева Н. С. Граница максимального распространения последнего ледникового покрова и некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Северо-Запада европейской части СССР. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. XIX, М., 1962.
- Чеботарева Н. С. Валдайское оледенение северо-запада Русской равнины. Автореф. докт. дисс. Инст. географ. АН СССР, 1968.
- Чеботарева Н. С., Серебряный Л. Р., Девирц А. Л., Добнина З. И. Абсолютный возраст низких речных террас центра Русской равнины. Изв. АН СССР, сер. географ., № 4, 1962.
- Черемисинова Е. А. Морская диатомовая флора четвертичных отложений котловины Ладожского озера. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 21, М., 1957.
- Черемисинова Е. А. Палеогеография мгинского моря (на основе данных диатомового анализа). ДАН СССР, т. 129, № 2, 1959.
- Черемисинова Е. А. К вопросу о возрасте морских межледниковых отложений на р. Мге Ленинградской области. Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 25, М., 1960.
- Шик С. М. Доледниковая гидрографическая сеть юго-западного Подмосковья и ее развитие в плейстоцене. Тез. докл. Всесоюз. межведомств. совещ. по изучен. четвертичного периода. 16—27 мая 1957 г. Русская равнина. М., 1957а.
- Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения. ДАН СССР, т. 117, № 2, 1957б.
- Шик С. М. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосквового бассейна. Матер. по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР, т. III, Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Шмидт Ф. Б. Протоколы заседаний Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей. Тр. СПб. общ. естествоиспыт., т. II, вып. 2, 1871.
- Шульц С. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной части Русской платформы. Тр. лаборатории аэрометодов АН СССР, т. VI, 1958.

- Шульц С. С., Можаяев Б. Н., Можаяева В. Г., Рукояткин А. А., Доливо-Добровольский А. В., Палицын Н. Д., Пономарев Е. В. Судомская возвышенность. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.
- Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. Научно-мелиоративн. инст., вып. 8—13, Л., 1926.
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). Гос. н.-техн. изд. лит. по геол. и охране недр, М., 1956.
- Яковлева С. В. Ловатский ледниковый язык. Тр. советск. секц. ИНКВА, вып. 1, Л., 1937.
- Яковлева С. В. К изучению ледниковых валунов на Русской равнине. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 1, 1956.
- Яковлева С. В. Главнейшие пути распространения молодых оледенений на северо-западе Русской равнины по данным литологического изучения морен. Литологический сб. Комисс. по изуч. четвертич. периода АН СССР, М., 1965.
- Яковлева С. В. Условия распространения молодых оледенений на примере ледниковых потоков Чудского и Ладожского озер. В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. Изд. «Наука», М., 1966.
- Яковлева С. В. К проблеме строения межлопастных возвышенностей в пределах распространения позднечетвертичных оледенений. Тез. докл. Всесоюзн. межведомств. совещ. по изуч. красных образований материкового-оледенения, изд. «Красный рабочий», Смоленск, 1968.
- Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogasees in past glazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung. Fennia, Bd. 38, № 3, 1915.
- Andersen S. T. Vegetation and its environments in Denmark in the Early Weichselian Glacial. Danmarks geol. undersegelse, 2R, № 75, 1961.
- Andersen S. T., Vries H., Zagwijn W. H. The Climate change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. Geol. en Mijnbouw, n. s., vol. 22 (59), No 2, 1960.
- Brander G. Zur Deutung der intermoränen Tonablagerung um der Mga, unweit von Leningrad. Bull. Comm. geol. Finl., 110, 1957.
- Brozén F. An interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the last glaciation in Sweden. Geolog. Foren. i Stockholm Forhandl., Bd. 83, H. 2, No 505, 1961.
- Cleve-Euler A. Das Letztinterstadiale Balticum und die Diatomanalyse. Beih. Bot. Centralbl., Bd. IX, Abt. B., 1940.
- De Geer Ebba. Scandinaviens geokronologie belyst av den svencka tidskalan jamte en karta med varv-daterade tusenarslinter B. P. for den baltiska deglaciation i kort sammanfattning. Geolog. Foren. i Stockholm Forhandl., Bd. 49, H. 2, 1954.
- Dylik J. Sur les changements climatiques pendant la dernière période froide. Rept. VI-th Intern. Congr. on Quaternary, Warsaw, 1961, vol. 4, Lodz, 1964.
- Elima B., Kukla J., Lozek V., Vries H. Stratigraphie des Pleistozanes und Alter des Palaolithischen Restplatze in der siegebei von Dolni westonce (Unter Wisternitz). Anthropozoicum, Bd. IX, 1961.
- Fairchild H. L. The Pinnacle hills of the Bochester kame-morain. Proc. Roch. Acad. Sci., vol. 6, november, 1923.
- Firbas F. Spät-und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nordlich der Alpen, Bd. 1. Jena, 1949.
- Flint R. F. Eskers and crevasse fillings. Amer. Journ. Sci., vol. XV, No 89, ser. 5, 1928.
- Flint R. F. The stagnation and dissipation of the last ice sheet. Geograph. Rev. Amer. Geograph. Soc. of New York, April, 1929.
- Flint R. F. Pleistocene climates in low latitudes. Geograph. Rev., vol. 55, No 1, 1965.
- Flint R. F. and Brandhorf F. Climatic changes since the last interglacial. Amer. Journ. Sci., vol. 259, No 5, 1961.
- Florin St. Bodenschwankungen in Schweden wahrend des Spatquartars. В сб.: Baltica, 1, изд. АН Лит. ССР, Вильнюс, 1963.
- Fromm E. Absolute chronology of the Late-Quaternary Baltic. A review of Swedish investigations. В сб.: Baltica, 1, изд. АН Лит. ССР, Вильнюс, 1963.
- Grichuk V. P. Comparative study of the interglacial and interstadial of the Russian Plain. Rep. VI-th Intern. Congr. on Quaternary, Warsaw, 1961, vol. 2, Łodz, 1964.
- Gross H. Der gegenwartige Stand der Geochronologie des Spätpleistozanes in Mittel- und Westeuropa. Quartar, № 14, 1962/63.
- Gross H. Schwierigkeiten der Radiocarbon Methode und ihrer Anwendung zur Altersbestimmung jungquartarer Ablagerungen. Schrift. naturwiss. Vereins Schleswig-Holstein, Bd. 39, 1963.
- Halicki B. Z historii pleistocenskigo Baltyku. Acta geolog. Polonica, t. 2, 1951—1952.
- Hammen T., van der. Late glacial Flora and Periglacial Phenomena in the Netherland. Leidse Geolog. Mededelingen, t. 17, 1951.

- Heinonen L. Studies on the microfossils in the till of the North European glaciation. Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III No 52, 1957.
- Hyypä E. Die postglacialen Niveauverschiebungen auf der Karelischen Landenge. Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, No 37, 1932.
- Hyypä E. Postglacial changes of shore-line in South Finland. Bull. Comm. geolog. Finlande, No 120, 1937.
- Hyypä E. Beiträge zur Kenntnis der Ladoga und Ancylustransgression. Bull. Comm. geolog. Finlande, No 128, 1943.
- Hyypä E. On the late-Quaternary history of the Baltic Sea. Fennia, Bd. 89, No 1, 1964.
- Hyypä E. The late-Quaternary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels. Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A III, No 90, 1966.
- Iversen J. En pollenanalytisk Tidsfaestelse af Ferskvands lagene ved Norre Lyngby. Medd. Dansk Geol. foren., Bd. 10, H. 2, 1942.
- Iversen J. The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. København, Danmarks geol. undersøgelse, 2R, No 80, 1954.
- Iversen J. The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. Upsala Univ. Araskr., 1958.
- Leiviskä J. Drei eiszeitliche Randmoränen. Fennia, Bd. 74, No 1, 1951.
- Lundquist G. The interglacial ooze at Pors in Lapland. Sveriges geolog. undersökning, ser. C, No 575, Arsbok 54, No 6, 1960.
- Luttig G. Eiszeit, Stadium, Phase, Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. Geologische Jahrbuch, Bd. 76, Hannover, 1958.
- Mövius H. L. Radiocarbon dates and Upper Paleolithic archaeology in Central and Western Europe. Curr. Anthropol., vol. 1, No 5—6, 1960.
- Munthe H. Studies in the Late-Quaternary history of southern Sweden. Geolog. For. i Stockholm Forhandl., Bd. 32, H. 3, 1910.
- Niewiarowski W. Kamy okolic Leningradu i prola porownania ich z kamami Polskimi. Przegląd Geograf. kwartainik, t. XXXIII, sestyt 3, Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii, Warszawa, 1961.
- Nikolaev N. I., Babak O. I., Medyantseva J. Some neotectonic problems of the Baltic Shield and the Norwegian Caledonides. В сб.: Baltica, 3, изд. АН Лит.ССР, Вильнюс, 1967.
- Nilsson T. Ein neues Standortpollendiagramm aus Biarsjoholmssion in Schonen. Lund. Pubs. Inst. Mineral., Paleontol. a. Quarternary Geolog., No 125, 1964.
- Okko M. On the development of the First Salpausselka, West of Lahti. Bull. Comm. geolog. Finlande, No 202, 1962.
- Radiocarbon. New Haven, Connecticut, vol. 1—8, 1959—1967.
- Ramsay W. De s. k. marina granserna i södra Finland. Fennia, Bd. 40, No 7, 1917.
- Ramsay W. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Nevalat. Fennia, Bd. 3, No 5, 1928.
- Rosholt J. N., Emiliani C., Geiss J., Koszy F. F. and Wangersky P. J. Absolute Dating of Deep-sea core by the Pa²³¹/Th²³⁰ Method. Journ. Geol., vol. 69, 1961.
- Sauramo M. Die Geschichte des Ostsee. Ann. Acad. Fennicae, ser. AIII, No 51, 1958.
- Tanner V. Studier öfver Kvartarsystemet i Fennoskandias nordliga delar. Fennia, Bd. 53, No 1, 1930.
- Tanner E. On the nature of the Salpausselka ridges in Finland. Fennia, Bd. 63, No 3, 1933.
- Valovirta Veikko, von. Zur spätglazialen Entwicklung Südost Finnlands. Bull. Comm. Geolog. Finland, № 220, 1965.
- Vasari Y. Studies of the vegetational history of the Kuusamo district (North-East Finland) during the Late-quaternary period. Ann. Soc. Zool. Bot. Fennia «Vanamo», t. 18, No 2, 1963.
- Vries H., de. Radiocarbon dates for upper Eem and Würm interstadial samples. Eiszeitalt. u. Gegenw., No 9, 1958.
- Woldstedt P. Über die stratigraphische Stellung einiger wichtiger Interglazialbildungen im Randgebiet der nordeuropäischen Vergletscherung Jahrbuch. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 99, Hannover, 1949.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartars, Bd. 2. Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. 2 Aufl., Stuttgart, 1958.
- Zagwijn W. H. Vegetation, climate and time-correlations in the early Pleistocene of Europe. Geol. on Mijnb. (Nw. ser.), 19 jaarg. Juli, 1957.
- Zagwijn W. H. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Pt. I. Fennian and Early Weichselian. Meded. Geolog. stichting, No 14, 1961.
- Zans V. Das letztinterglaziale Portlandia Meer des Balticums. Comptes Rend. Soc. Geol. Finlande, No 9, 1956.

RESUMÉ

La région de Léningrad et ceux de Pskov et de Novgorod qui sont de différentes parties composantes de la Plaine Russe offrent toute la diversité des formes du relief et des accumulations qui remontent au dernier champ du Glacier scandinave.

On a commencé à étudier la géomorphologie et les dépôts quaternaires de la région du Nord-Ouest plutôt que ceux des autres régions de la République Fédérale de la Russie. On y a consacré plusieurs ouvrages dont d'après nous les plus importants sont ceux de N. N. Sokolov, de K. K. Markov, de V. P. Gritchouk, de M. A. Lavrova. Il y a quelque temps qu'on a levé des plans de cette région à l'échelle moyenne et partiellement grande. Au cours de ces travaux on a obtenu des coupes de plusieurs sondages, ces derniers ayant découvert les dépôts quaternaires à pleine épaisseur de 25—50 m et parfois même plus de 200 m.

On a réalisé en même temps plusieurs recherches analytiques. Selon le projet des auteurs le présent ouvrage doit liquider une certaine contradiction entre l'étude des dépôts quaternaires de cette région et l'absence des ouvrages généraux et en même temps plus détaillés de ce territoire.

Les principaux chapitres de la monographie sont précédés par celui où on trouve l'information sur la composition et la structure du substratum des dépôts quaternaires. La composition lithologique des dépôts glaciaire dépend de celle des roches, préglaciaires. Les auteurs proposent leur schéma de la division en districts géomorphologiques.

La description du relief ne dépasse pas les limites des unités de la division géomorphologique en districts : provinces, zones et régions. On a donné la description des unités plus grandes de la division et celle des districts géomorphologiques. Au Nord-Ouest se manifestent nettement les bandes mamelonnées du relief glaciaire dont la formation remonte aux stades consécutifs des poussées durant la dégradation de la glaciation la plus récente. A l'Ouest aux justes limites des Pays Baltes on ne découvre pas de formations marginales.

Dans la zone du contact de deux grands courants glaciaires est apparu un groupe de plateaux séparés par le relief mamelonné. Ces derniers se sont formés au cours de plusieurs stades de la glaciation de Valdai et dans certains cas au cours d'autres glaciations.

On a tenté de lier les terrasses fluviales aux niveaux des bassins glaciaires (terrasses supérieures) et à ceux des bassins lacustres (terrasses inférieures).

Les dépôts glaciaires des stades de la regression de la dernière glaciation c'est à dire ceux de Bologuéoé (maximal), d'Edrovo, de Veps, de Krestzy, de la Louga et de la Néva (celui-ci précédait le stade de Salpauskelka) et les dépôts des stades interglaciaires qui ne sont pas d'autres que les dépôts périglaciaires lacustres, lacustro-alluviaux et alluviaux, clastogènes à couches de «Dy» et de turbe ayant parfois des traces de végétation sont

représentés à profusion. On a utilisé pour la première fois la méthode de l'analyse palinologique au cours des études du territoire en question à la division du massif de Valdai. Les reflux des glaces de Somino (25 000—47 000 ans) qui séparent les formations du stade d'Edrovo et de Veps ainsi que ceux du stade Alléreude séparant le stade de la Néva du stade Salpauskelka sont étudiés mieux que les autres. Le dégel de Somino malgré sa durée et son caractère complexe des changements climatiques n'est pas considéré comme interglaciaire. Outre cela on a découvert dans certains points les dépôts des premiers stades des glaciations de Valdai, de la Haute Volga et de Toksovo (dont l'âge absolu est de 53 000 ans) qui correspondent à Amersfort et Brörup de l'Europe Occidentale.

Les dépôts de la dernière époque interglaciaire sont représentés par les continentaux et marins faciès (les reflux de la transgression de Mga-Eem) et ont été examinés à plus de 30 points.

Les formations plus anciennes c'est à dire les horizons de Moskou, d'Odintzovo, de Likvine et d'Oka ont été découvertes en grande partie dans les coupes des vallées préglaciaires.

On a obtenu les premières informations sur les stades de la glaciation de Moscou et de Dnèpre et ceux des dépôts préglaciaires.

Le chapitre entier est consacré aux minéraux utiles du massif diluvien. Ce sont les conditions géologo-géomorphologiques qui déterminent la disposition des dépôts en galet, et gneiss, en sable de fouille, en argile, en tuf calcaire, en colorants inorganiques, en diatomites etc. La connaissance de ces conditions permet d'organiser les recherches des dépôts ci-dessus d'une manière plus efficace.

Dans la conclusion les auteurs ont tenté de faire la reconstitution consécutive des conditions paléogéographiques de différentes étapes de la période quaternaire.

Le présent ouvrage est l'oeuvre de l'auteur collectif c'est à dire des spécialistes de la géologie, de la géomorphologie, de la palinologie, de la lithologie, de la limnologie et de la radiochimie qui sont les collaborateurs du service géologique du Nord-Ouest, et ceux de l'Université de Léningrad.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие	3
<i>Глава I. История исследования. И. П. Баканова, Д. Б. Малаховский . . .</i>	5
<i>Глава II. Состав и строение дочетвертичного субстрата. И. В. Котлукова</i>	18
<i>Глава III. Геоморфология</i>	25
Принципы районирования. <i>И. П. Баканова, Д. Б. Малаховский, И. В. Котлукова</i>	25
Геоморфологическая характеристика территории	28
Провинция денудационного и ледникового (экзарационного и аккумулятивного) рельефа. <i>И. П. Баканова</i>	28
Провинция аккумулятивного ледникового и водно-ледникового рельефа последнего оледенения	30
Проксимальная зона	30
Балтийско-Ладожская область. <i>И. П. Баканова, А. Л. Буслович</i>	31
Волховско-Ловатская область. <i>И. П. Баканова, Д. Б. Малаховский</i>	34
Лужско-Бежаницкая область. <i>И. П. Баканова, А. Л. Буслович, Д. Б. Малаховский</i>	39
Зона краевых ледниковых образований. <i>И. В. Котлукова, Д. Б. Малаховский</i>	48
Дистальная зона. <i>И. В. Котлукова</i>	52
Крупнейшие речные долины. <i>Д. Б. Малаховский, И. П. Баканова</i>	54
Зональность ледникового аккумулятивного рельефа и стадияльные краевые зоны. <i>И. В. Котлукова, И. П. Баканова, Д. Б. Малаховский</i>	66
О происхождении современного рельефа. <i>И. П. Баканова, Д. Б. Малаховский</i>	70
<i>Глава IV. Строение четвертичной толщи</i>	82
О принципах и методах расчленения четвертичных отложений. <i>Д. Б. Малаховский, Е. А. Спиридонова, И. П. Баканова</i>	82
Общая литологическая характеристика ледниковых отложений. <i>Е. В. Рухина</i>	91
Описание разреза	98
Неоген-четвертичные отложения (свирский горизонт). <i>А. Л. Буслович, Е. А. Спиридонова, Д. Б. Малаховский</i>	99
Нижнечетвертичные отложения. <i>А. Л. Буслович, Е. В. Рухина, Д. Б. Малаховский</i>	104
Среднечетвертичные отложения. <i>А. Л. Буслович, Е. А. Спиридонова, Е. В. Рухина, Д. Б. Малаховский</i>	104
Лихвинский горизонт	104
Днепровский горизонт	107
Одинцовский горизонт	108
Московский горизонт	110

Верхнечетвертичные отложения	111
Микулинский (мгинский) горизонт. Д. Б. Малаховский, Е. А. Спиридонова, Е. В. Рухина	111
Валдайский горизонт. Д. Б. Малаховский, Е. А. Спиридонова, И. В. Котлукова, И. П. Баканова, А. Л. Буслович, Д. Д. Квасов	133
Современные (голоценовые) отложения. Э. Ю. Саммет	177
Глава V. Полезные ископаемые. И. В. Котлукова	189
Описание различных генетических типов месторождений по видам сырья	189
Некоторые закономерности размещения полезных ископаемых	204
Список месторождений	210
Глава VI. Особенности палеогеографической обстановки в ледниковый период. Д. Б. Малаховский, Е. А. Спиридонова, И. П. Баканова, И. В. Котлукова, Х. А. Арсланов, А. Л. Буслович, Д. Д. Квасов	219
Л и т е р а т у р а	238

К книге прилагаются 7 вкладок.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Préface	3
<i>Chapitre I. Aperçu historique des études. I. P. Bakanova, D. B. Malachovsky</i>	5
<i>Chapitre II. Aperçu de la composition et construction du substratum des dépôts quaternaires. I. V. Kotloukova</i>	18
<i>Chapitre III. Géomorphologie</i>	25
Principes de la division en districts. <i>I. P. Bakanova, D. B. Malachovsky, I. V. Kotloukova</i>	25
Caractère géomorphologique de la région.	28
Province du relief structural de dénudation, du relief glaciaire, accumulatif et exaratif. <i>I. P. Bakanova</i>	28
Province du relief accumulatif, glaciaire et fluvio-glaciaire de la glaciation la plus récente	30
La zone de proximité	30
Département de la Mer Baltique et du lac Ladoga. <i>I. P. Bakanova, A. L. Bouslovitch</i>	31
Département du Volkhov et de la Lovate. <i>I. P. Bakanova, D. B. Malachovsky</i>	34
Département de la Louga et de Bejanitsy. <i>I. P. Bakanova, A. L. Bouslovitch, D. B. Malachovsky</i>	39
La zone bordière des formations glaciaires. <i>I. V. Kotloukova, D. B. Malachovsky</i>	48
La zone distale. <i>I. V. Kotloukova</i>	52
Vals les plus importants. <i>D. B. Malachovsky, I. P. Bakanova</i>	54
La zone du relief glaciaire accumulatif et les zones stadiales bordières. <i>I. V. Kotloukova, I. P. Bakanova, D. B. Malachovsky</i>	66
Contribution à l'origine du relief moderne. <i>I. P. Bakanova, D. B. Malachovsky</i>	70
<i>Chapitre IV. Composition de l'étage quaternaire</i>	82
Principes et méthodes du repérage des dépôts quaternaires. <i>D. B. Malachovsky, I. P. Bakanova, E. A. Spiridonova</i>	82
Aperçu du caractère lithologique des dépôts quaternaires. <i>E. V. Roukhina</i>	91
Description d'une coupure	98
Néogène-quaternaires dépôts (L'horizon de Svire). <i>A. L. Bouslovitch, E. A. Spiridonova, D. B. Malachovsky</i>	99
Dépôts quaternaires inférieurs. <i>A. L. Bouslovitch, E. V. Roukhina, D. B. Malachovsky</i>	104
Dépôts quaternaires moyens. <i>A. L. Bouslovitch, E. A. Spiridonova, E. V. Roukhina, D. B. Malachovsky</i>	104
L'horizon de Likhvine	104
L'horizon du Dniépre	107
L'horizon d'Odintzovo	108
L'horizon de Moscou.	110
	255

Дépôts quaternaires supérieurs	111
L'horizon de Mikouline (de la Mga). <i>D. B. Malachovsky, E. A. Spiridonova, E. V. Roukhina</i>	111
L'horizon de Valdaï. <i>D. B. Malachovsky, E. A. Spiridonova, I. V. Kotloukova, I. P. Bakanova, A. L. Bouslovitch, E. V. Roukhina, D. D. Kvassov</i>	133
Дépôts modernes (holocènes). <i>E. Y. Sammète</i>	177
С h a p и т р e V. Minéraux utiles. <i>I. V. Kotloukova</i>	189
Description de divers types génétiques des gisements d'après leurs ressources minérales	189
Les lois de placement des minéraux utiles	204
La liste des gisements	210
С h a p и т р e VI. De principales particularités paléogéographiques du Nord-Ouest de la Plaine Russe au cours de la glsiation. <i>D. B. Malachovsky, E. A. Spiridonova, I. P. Bakanova, I. V. Kotloukova, K. A. Arslanov, A. L. Bouslovitch, D. D. Kvassov</i>	219
Bibliographie	238
R é s u m é	251

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**
(Ленинградская, Псковская и Новгородская области)

*Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода*

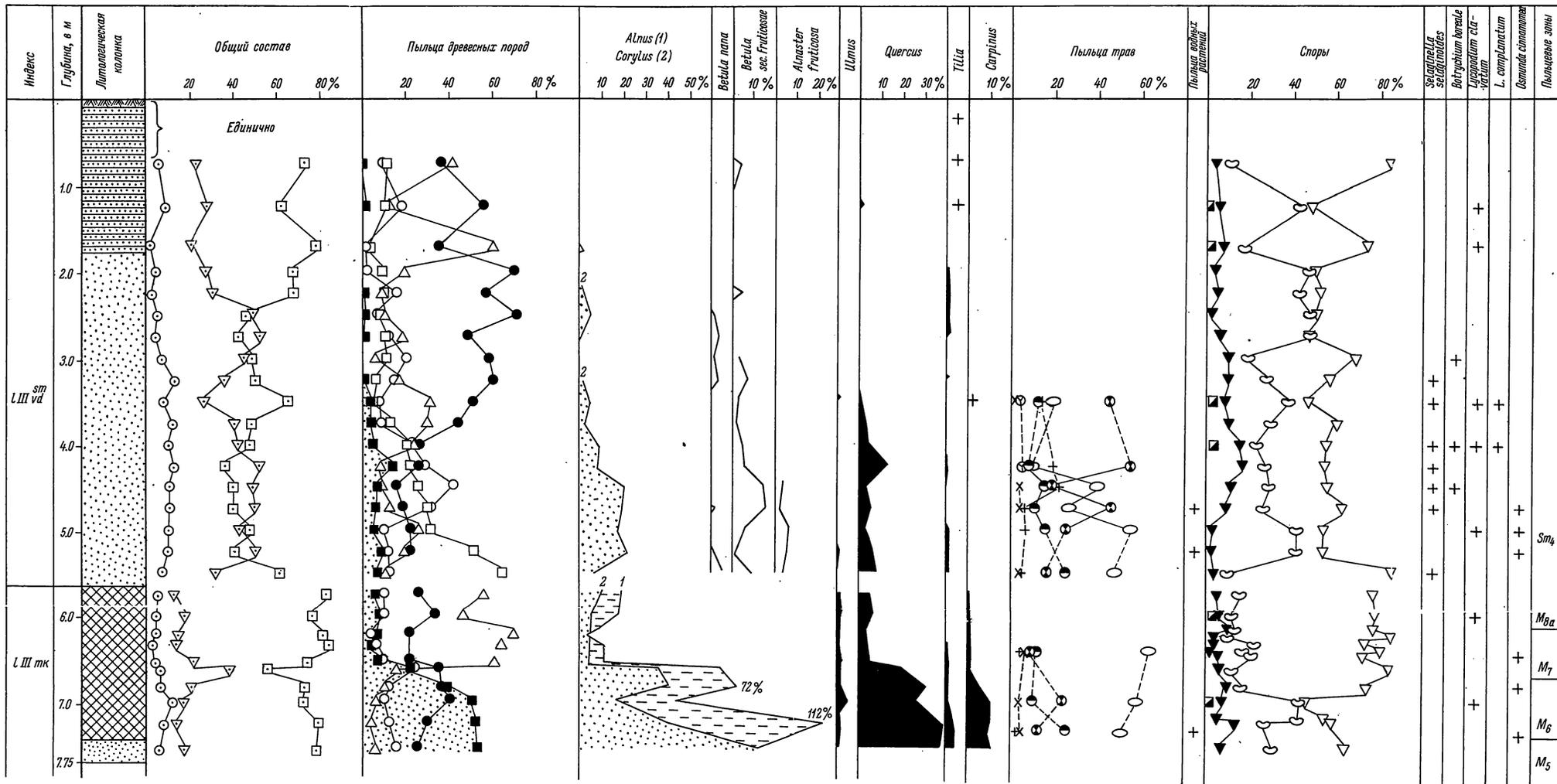
Редактор издательства *Н. П. Скорынина*
Художник *В. В. Грибакин*

Технический редактор *Н. Ф. Виноградова*
Корректоры *Г. А. Аухимович*
и *Г. В. Семерикова*

Сдано в набор 18 IV 1969 г. Подписано к печати 11/IX 1969 г. РИСО АН СССР № 195—58В. Формат бумаги 70×108^{1/16}. Бум. л. 10^{3/16}. Печ. л. 16 + 8 вкл. (5^{1/4} печ. л.)=29,75 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 30,06
Изд. № 3933. Тип. зак. № 165. М-57525. Тираж 1000.
Бумага № 1. Цена 2 р. 98 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука», Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1
1-я тип. издательства «Наука», Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

Обн. 65, р. Котросель, близ г. Ярославля. Материалы И. И. Краснова и Е. П. Зарриной. Палинолог Е. А. Спиридонова



- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | | | | | | | | | | |
| 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 |

Литологические обозначения:

- | | |
|---------------------------------|----------------------------|
| 1 — почвенно-растительный слой; | 8 — гиттия; |
| 2 — морена; | 9 — травертин; |
| 3 — пески; | 10 — торф; |
| 4 — пески с гравием и галькой; | 11 — фауна; |
| 5 — глины песчаные; | 12 — растительные остатки; |
| 6 — супеси и суглинки; | 13 — «пневый» горизонт. |
| 7 — глины; | |

Палинологические обозначения:

- | | | |
|--|-------------------------------------|--|
| 14 — пыльца древесных пород; | 22 — орешник; | 30 — разнотравье; |
| 15 — пыльца травянистых растений и кустарничков; | 23 — сумма пыльцы широколиственных; | 31 — зеленые мхи; |
| 16 — споры; | 24 — злаки; | 32 — сфагновые мхи; |
| 17 — ель; | 25 — осоковые; | 33 — папоротники; |
| 18 — осина; | 26 — маревые; | 34 — плауны; |
| 19 — ольха; | 27 — вересковые; | 35 — хвощи; |
| 20 — береза; | 28 — полынь; | 36 — сумма пыльцы <i>Betula sec. Fruticosae</i> + <i>B. nana</i> . |
| 21 — ива; | 29 — водные растения; | |

Скв. 7, пос. Сивяино, близ г. Ленинграда. Палинологи В. П. Гричук, Д. А. Агранова, В. М. Сильманович

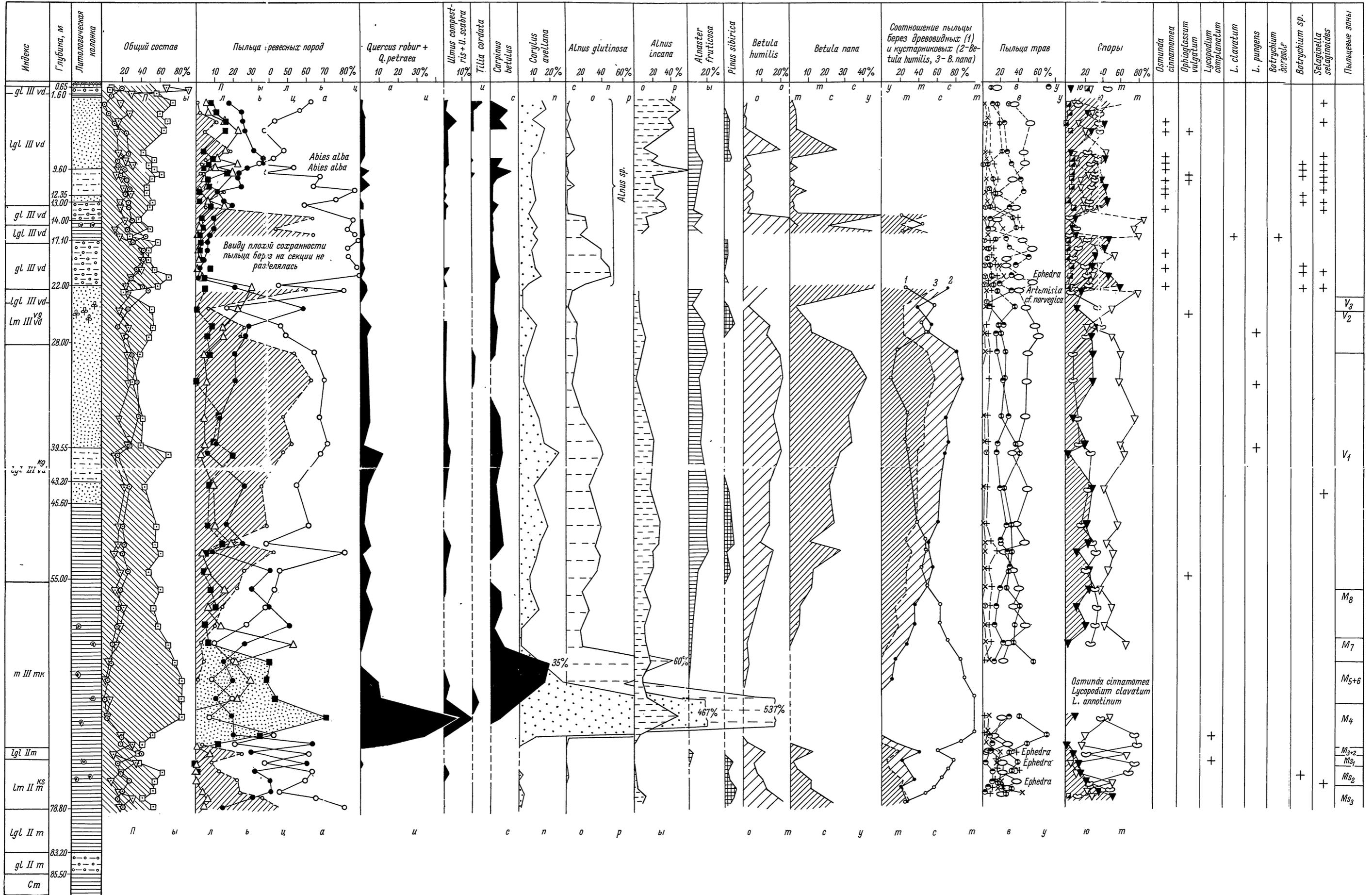
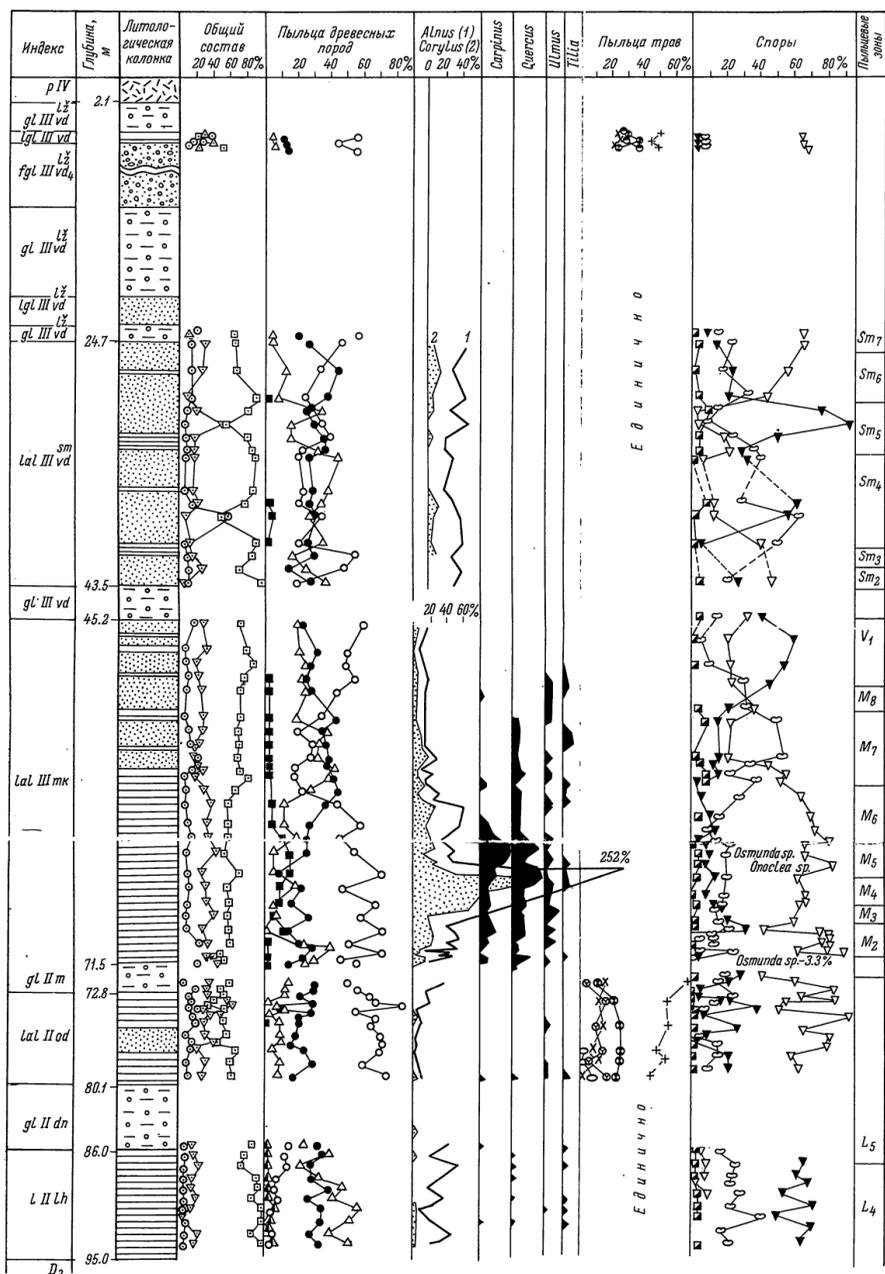


ДИАГРАММА IX

Скв. 10, пос. Подпорожье, на р. Свири. Палинолог Е. А. Спиридонова



Обнажение 2 у дер. Дунаево, на левом берегу р. Ловати. Палинолог Е. А. Спиридонова

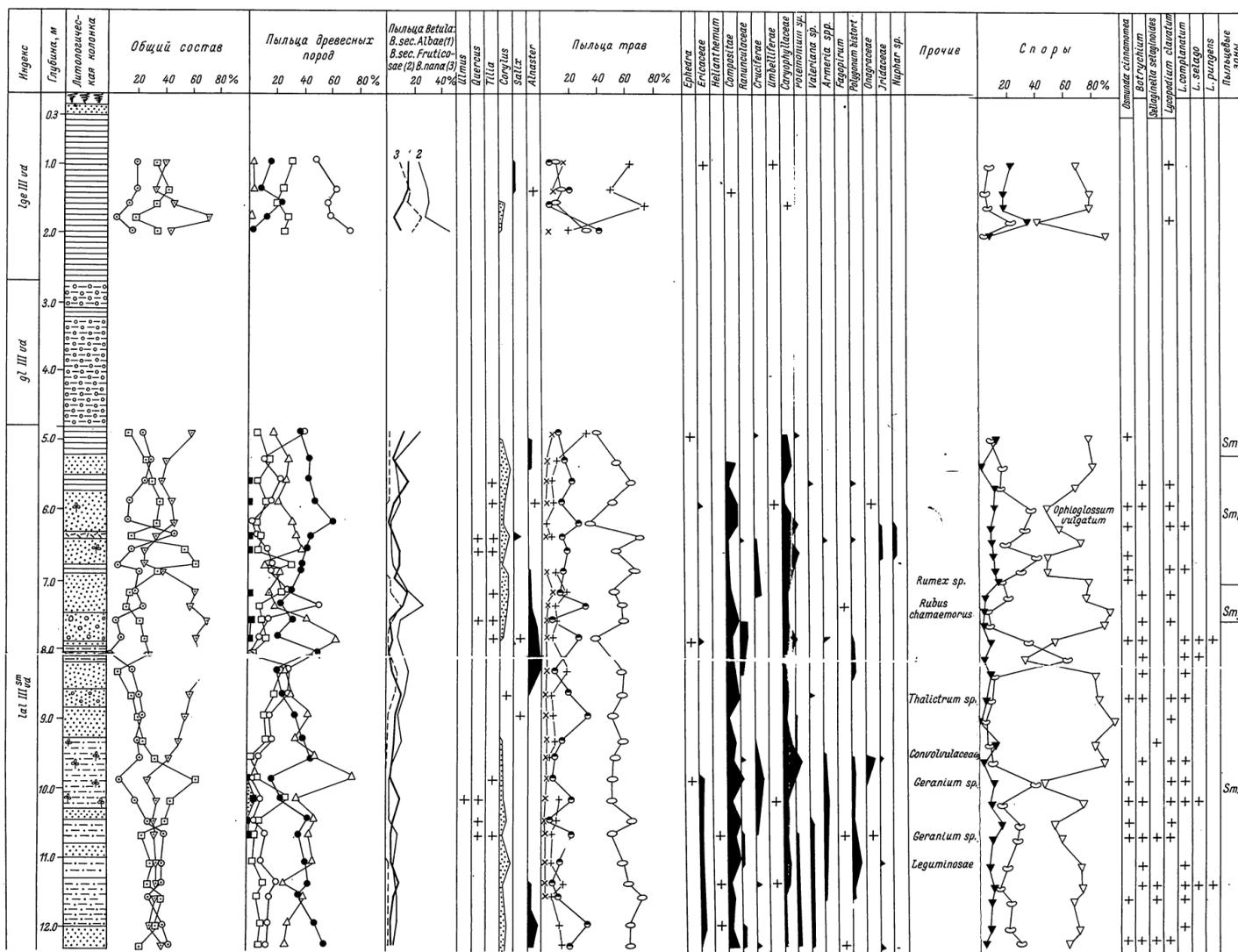


ДИАГРАММА XI

Скв. 117, в районе ст. Угловка, на Валдайской возвышенности. Палинолог В. М. Сильманович

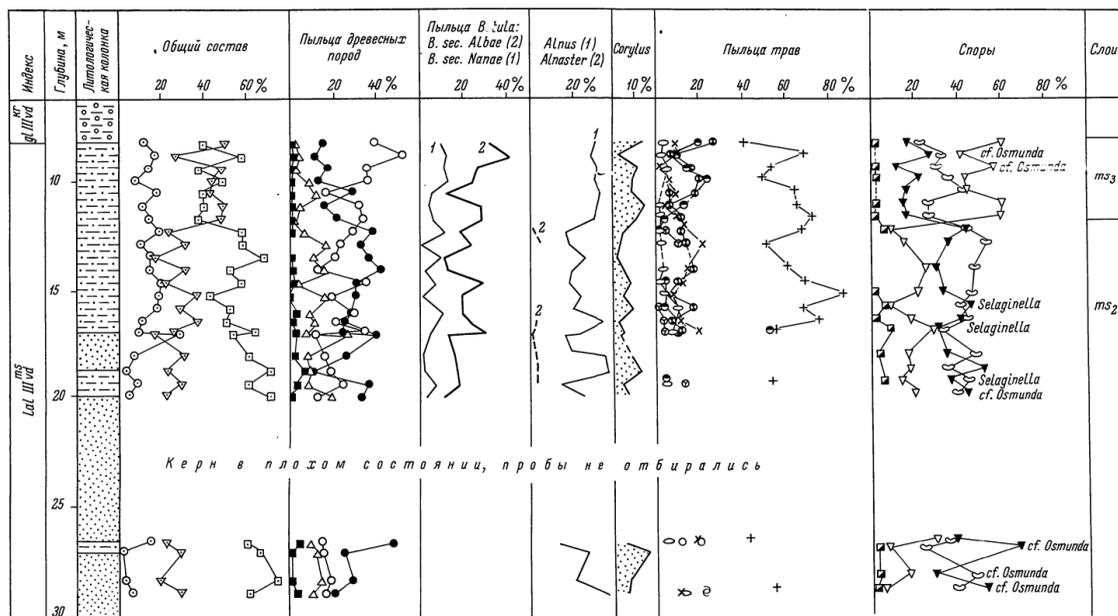


ДИАГРАММА XV

Сказкина у пос. Усвяты, к востоку от г. Невеля. Палинолог Е. А. Спиридонова

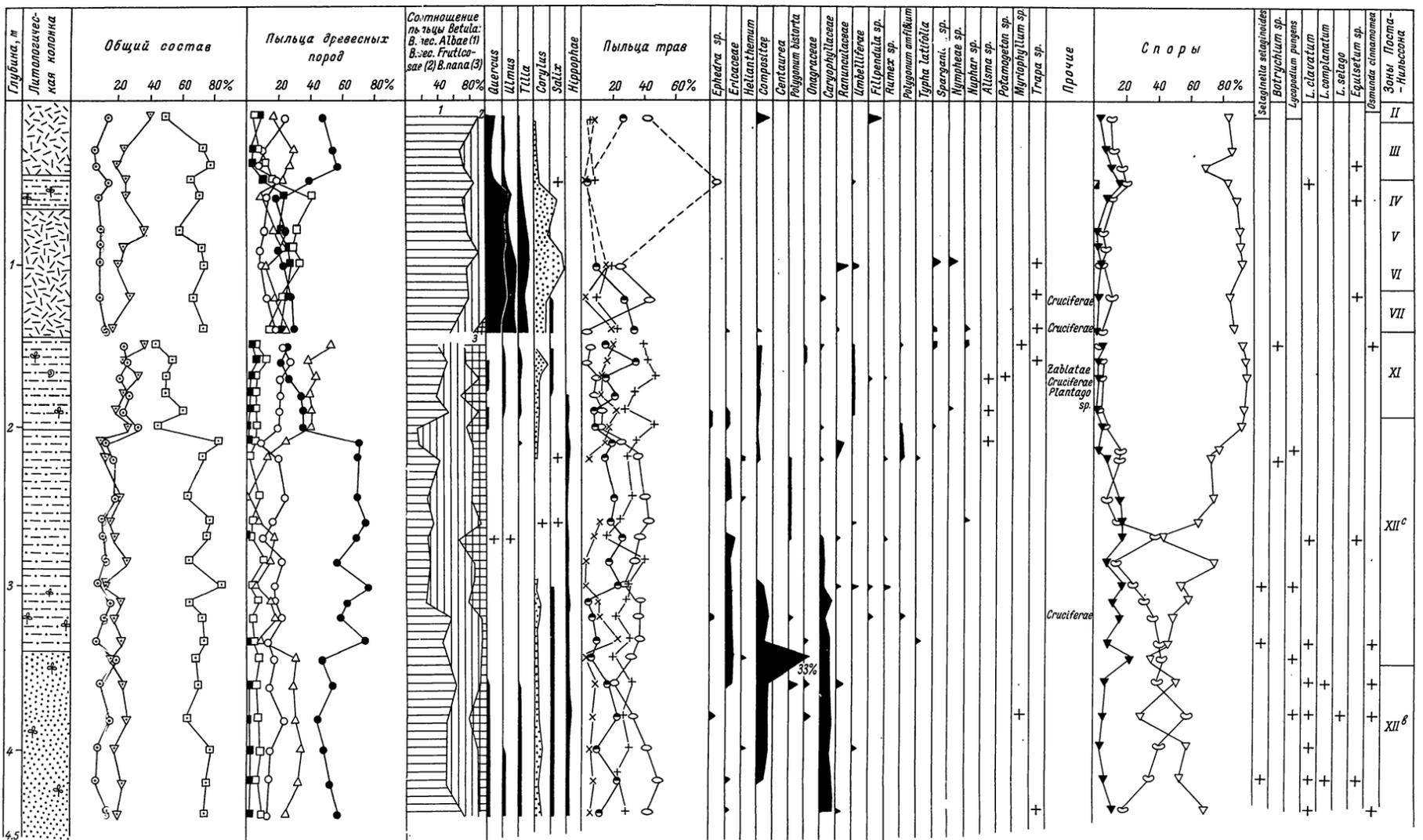
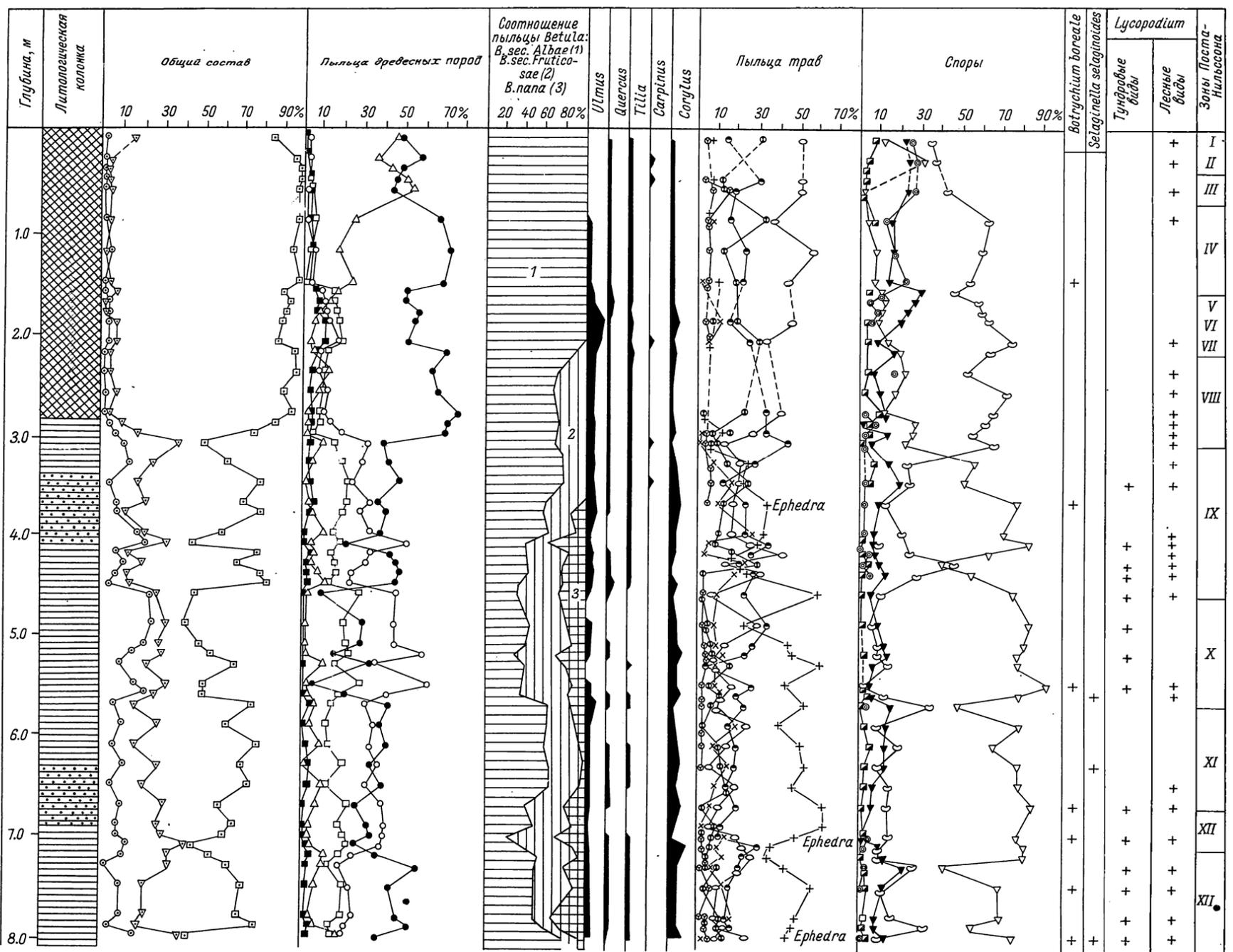


ДИАГРАММА XVI

Скважина на оз. Лопата, в северной части Карельского перешейка (Малясова, Спиридонова, 1965)



Болото Никандровское, близ г. Порхова. Палинолог Д. А. Агранова

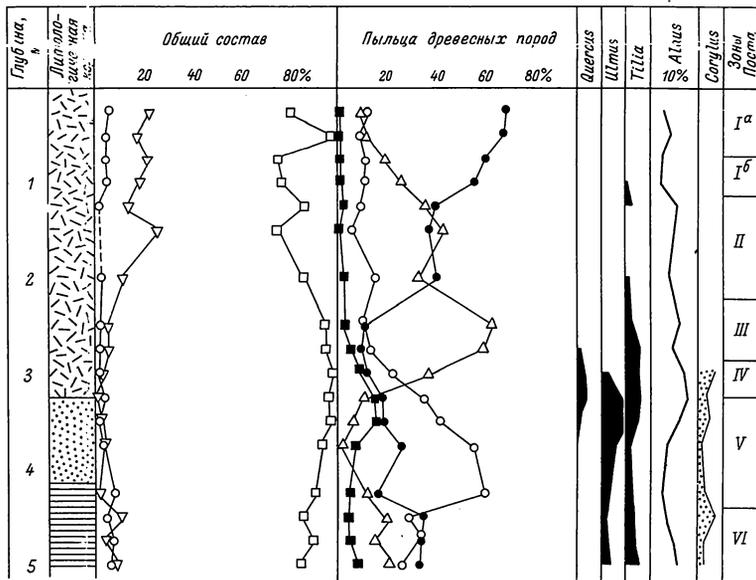


ДИАГРАММА XVIII

Торфяник у дер. Глинчино, к северо-востоку от г. Невеля. Палинолог Е. М. Ельчанинова

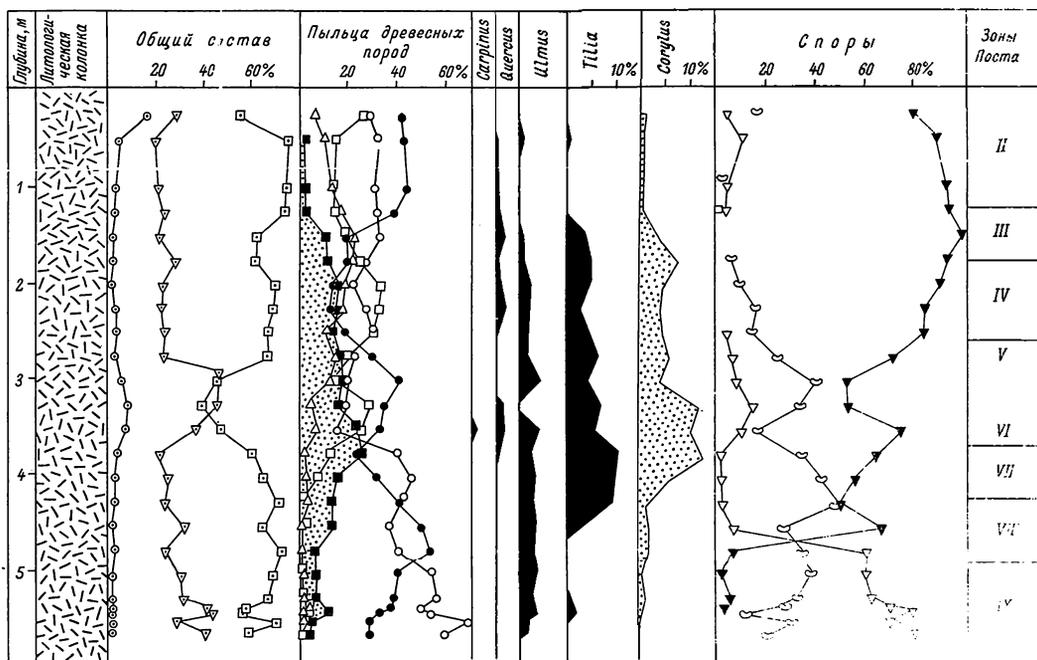
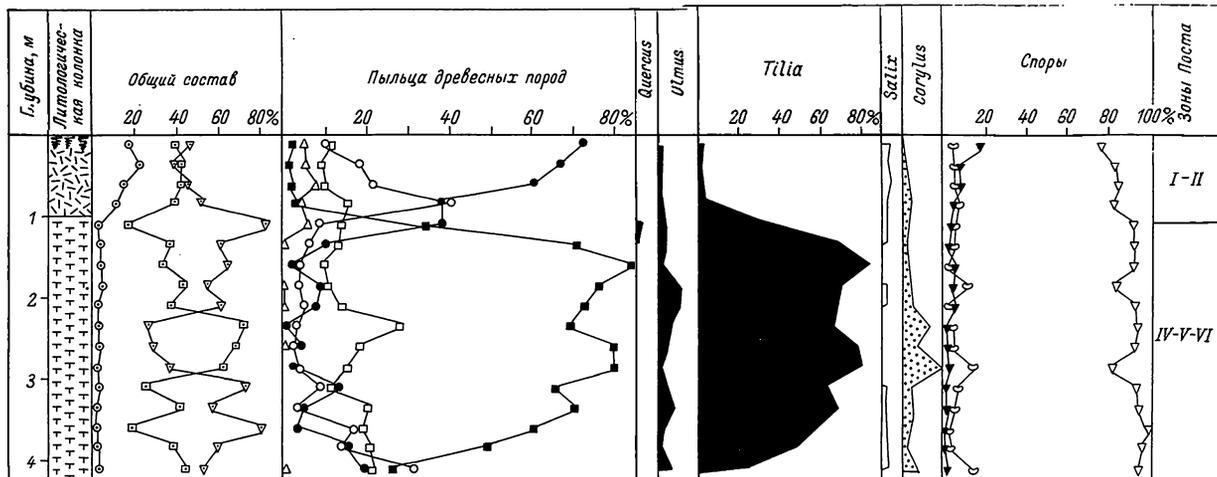


ДИАГРАММА XIX

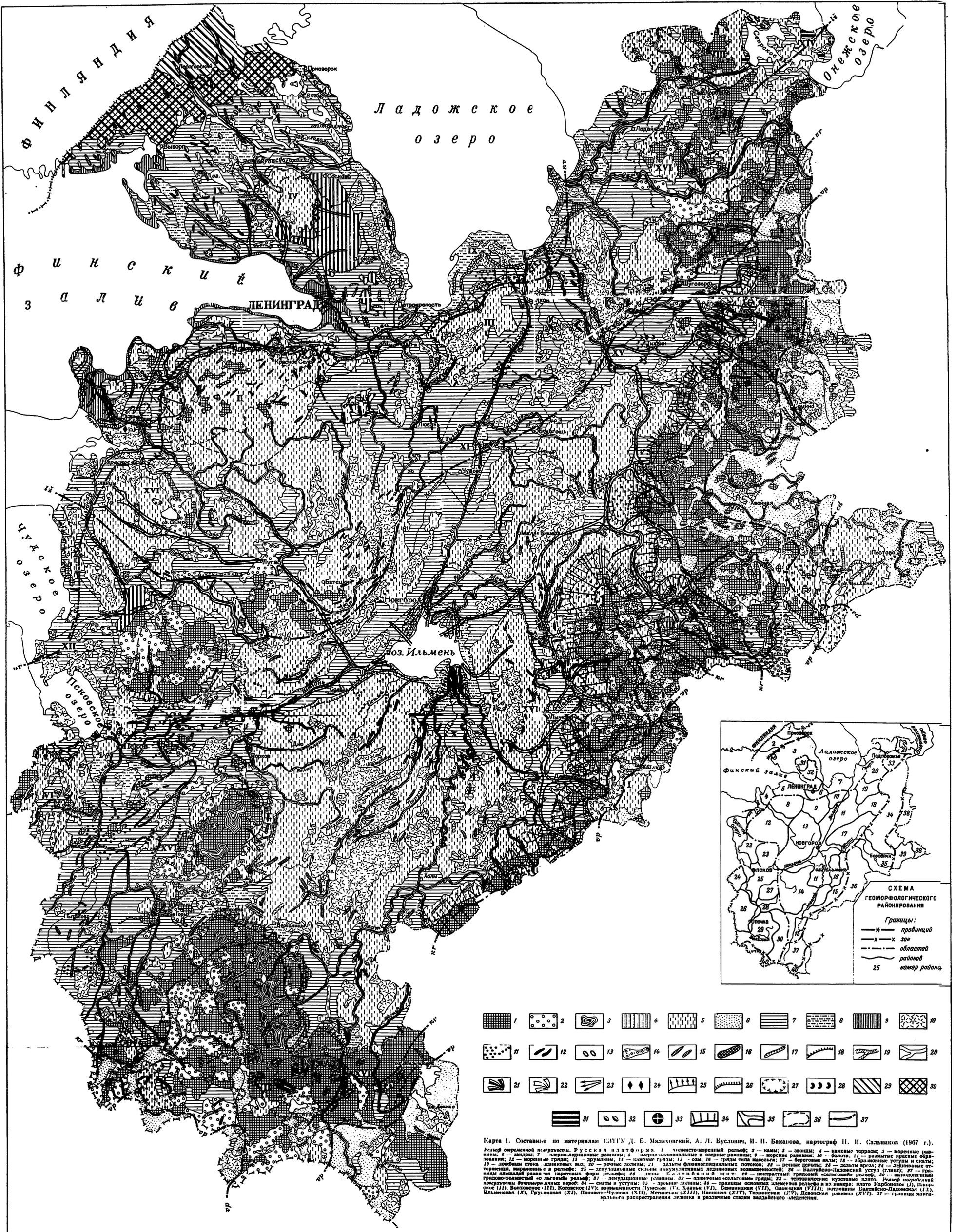
Карьер травертина у дер. Брода, близ пос. Изборска. Палинолог П. Г. Попова



ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

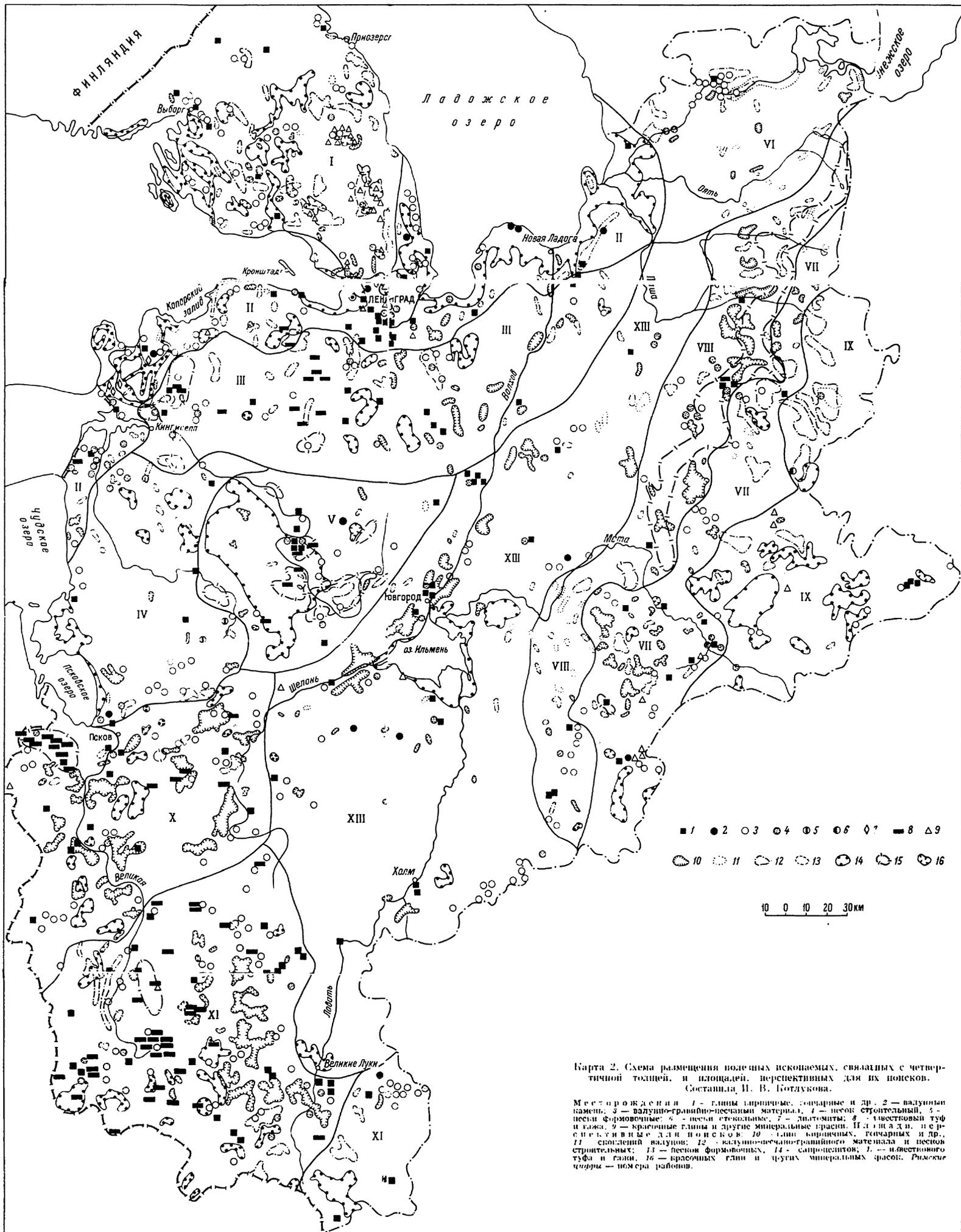
ЛЕНИНГРАДСКОЙ, ПСКОВСКОЙ И НОВГОРОДСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

0 10 20 30 40 км



- | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |

Карта составлена по материалам СЭТУ Д. Б. Малаховский, А. Л. Буслович, Н. П. Баканова, картограф П. И. Сальников (1967 г.).
 Рельеф современной поверхности. Русская платформа. 1 - хвостисто-моренный рельеф; 2 - намы; 3 - возвышения; 4 - камовые террасы; 5 - моренные равнины; 6 - ландшафты; 7 - озерно-ледниковые равнины; 8 - озерно-ледниковые и озерные равнины; 9 - морские равнины; 10 - болота; 11 - размытые красные образования; 12 - морские гряды; 13 - друмлины; 14 - камовый гряды; 15 - осы; 16 - гряды члени массива; 17 - береговые валы; 18 - абразионные уступы и скалы; 19 - дольбицы стока; 20 - ледниковый вид; 21 - речные долины; 22 - дельты флювиогляциальных покровов; 23 - речные поймы; 24 - дельты рек; 25 - эрозионный рельеф; 26 - денудационные склоны аккумулятивных ледниковых возвышенностей; 27 - Балтийско-Ладожский уступ (глыбы); 28 - граница сплошной равнины карстовых форм рельефа; 29 - ледники; 30 - неотектонический грядовый «осколки» рельефа; 31 - эрозионный грядово-холмистый «осколки» рельефа; 32 - денудационные равнины; 33 - озерные осадочные гряды; 34 - тектонические возвышенности; 35 - плато Карпово (I), Псковское (II), Волотовское (III), Котловое (IV), возвышенности Лужская (V), Хвалын (VI), Бендичинская (VII), Островная (VIII), возвышенности Балтийско-Ладожская (IX), Ильменская (X), Гривинская (XI), Псковско-Чудская (XII), Мстинская (XIII), Ивнянская (XIV), Тихвинская (XV), Девонская равнина (XVI); 37 - граница распространения ледника в различные стадии валдайского леднения.



Карта 2. Схема размещения полевых ископаемых, связанных с четвертичной толщей, и площадей, перспективных для их поисков.
Составила И. В. Готдукова.

Месторождения: 1 - глины карьерные, обожженные и др.; 2 - валунный камень; 3 - валуно-гранитно-песчаный материал; 4 - песок ступенчатый; 5 - песок формовочный; 6 - песок ствольный; 7 - диатомиты; 8 - известковый туф и галка; 9 - красные глины и другие минеральные краски. Площади, перспективные для поисков: 10 - глины карьерные, обожженные и др.; 11 - сложенный валуны; 12 - валуно-песчаный материал и песок строительных; 13 - песок формовочный; 14 - сапропелитов; 15 - известкового туфа и галки; 16 - красных глины и других минеральных красок. Римские цифры - номера районов.