АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР

1932 INQUA 1982
МОСКВА

Московский ледниковый покров Восточной Европы

Наука, М., 1982

Московский ледниковый покров Восточной Европы

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1982

УДК 551.336 : 551.79(4)

Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982.

В монографии обосновывается возраст московского ледникового покрова и обобщаются материалы по структуре, динамике и характеру его деградации.
Табл. 19. Ил. 54. Библиогр.: с. 224—233 (288 назв.).

Ответственные редакторы:

академик БССР
Г. И. ГОРЕЦКИЙ

доктор географических наук
Н. С. ЧЕБОТАРЕВА

кандидат геолого-минералогических наук
С. М. ШИК

Moscow ice sheet of East Europe. M.: Nauka, 1982

The monograph summarizes data on dynamics and structure of the Moscow ice sheet as well as the pattern of the deglaciation; it provides also a basis for the ice sheet age.
Tabl. 19. Il. 54. Bibliogr.: p. 224—233 (288 titl.).

Editor-in-chiefs:

Academician of the Academy of Sciences
of the Byelorussian SSR
G. I. GORETSKY

Doctor of geographical Sciences
N. S. CHEBOTAREVA

Candidate of geology-mineralogical Sciences
S. M. SHICK

М $\frac{1904040000—253}{055(02)—82}$ 275—82, кн. 2

© Издательство «Наука», 1982 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

С конца 50-х годов Институтом географии АН СССР по инициативе и под руководством академика И. П. Герасимова проводилось всестороннее исследование последнего ледникового покрова Европы. Результаты этих исследований освещены в серии монографий [1]. Дальнейшие работы были связаны с изучением геологической и рельефообразующей деятельности более древних материковых ледниковых покровов. Большой объем исследований выполнен для территории, покрывавшейся московским ледниковым покровом.

Настоящая работа, созданная под руководством Н. С. Чеботаревой, представляет собой коллективный труд, в котором принимали участие сотрудники Института географии АН СССР, «Белглавгеологии», производственных геологических объединений «Центргеология», «Севзапгеология», географического факультета МГУ, Минского педагогического института, Института геохимии и геофизики АН БССР, Научно-производственного объединения «Аэрогеология», Литовского научно-исследовательского геологоразведочного института и др.

Результаты исследований относятся к территории, расположенной между границами распространения московского и валдайского ледниковых покровов. Отдельные маршруты проводились в области, где, по мнению большинства исследователей, основную роль в формировании рельефа играл днепровский ледниковый покров.

Северо-западнее границы валдайского оледенения выявить рельефообразующую деятельность льдов московского ледникового покрова на данном этапе изучения плейстоцена практически невозможно.

В основу настоящей монографии положены результаты геологосъемочных работ, личных наблюдений и исследований авторов, а также данные анализа опубликованных материалов по рассматриваемой территории. Перед исследователями была поставлена задача: всесторонне рассмотреть московский ледниковый покров — реконструировать его структуру и динамику и оценить материалы, касающиеся его возраста.

Для решения данной задачи был использован комплекс методов. В целях реконструкции структуры и динамики применялся гляциоморфологический метод, для выявления питающих провинций и установления направления движения льда проводилось изучение петрографического состава валунов и определение ориентировки длинных осей обломочного материала, содержащегося в моренах.

В процессе работы для различных районов, покрывавшихся московским ледником, были составлены карты основных ледниковых форм рельефа, которые использовались для корреляции краевых зон, развитых в отдельных структурных единицах (потоках, лопастях и т. д.), выяснения строения маргинальных и ледораздельных зон, а также для установления общего характера дегляциации московского ледникового покрова.

В основу оценки относительного возраста покрова был положен стратиграфический метод. С этой целью рассмотрена стратиграфия среднеплейстоценовых отложений ряда крупных регионов Русской равнины, в которых были изучены стратотипические и опорные разрезы. Многие из них исследованы в последние годы при выполнении работ по проекту

---

[1] Рельеф и стратиграфия..., 1961; Последний Европейский ледниковый покров, 1965; Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена..., 1965; Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР, 1969; Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы, 1977; и др.

МПГК «Четвертичные оледенения северного полушария». Значительное внимание уделено сравнительной характеристике лихвинских, одинцовских и микулинских межледниковых отложений и их флор и возможностям использования вещественного состава ледниковых отложений для целей корреляции.

Рассмотрение этих вопросов приобретает особую актуальность в связи с оживившейся в последнее время дискуссией об относительном возрасте лихвинских и одинцовских отложений, их стратиграфическом положении, а также ранге московского ледникового покрова.

Применение морфометрических построений позволило сравнить рельеф, созданный московским ледниковым покровом, с рельефом, сформированным покровами другого возраста.

Монография состоит из трех частей. Первая часть посвящена основным представлениям о московском ледниковом покрове, вторая — строению отложений среднего плейстоцена, третья — гляциоморфологии и динамике московского ледникового покрова, а также выявлению характерных черт его деградации. Не все вопросы, рассматриваемые в настоящей работе, можно считать окончательно решенными. К числу таковых относится вопрос о границе максимального распространения московского ледникового покрова и степени переработанности первоначально созданного им рельефа. Несомненно очень важной задачей будущих исследований является увязка стратиграфических схем среднего плейстоцена ледниковой и перигляциальной областей.

Часть I

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МОСКОВСКОМ ЛЕДНИКОВОМ ПОКРОВЕ

ГРАНИЦЫ МАКСИМАЛЬНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВАЛДАЙСКОГО И МОСКОВСКОГО ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ

Граница валдайского ледникового покрова. Исследователи давно обратили внимание на резкое отличие рельефа, созданного последним (валдайским) материковым оледенением, от рельефа, сформированного во время московской ледниковой эпохи. Оно заключается в общем более молодом облике валдайского рельефа, его лучшей сохранности.

Валдайская ледниковая морфоскульптура в отличие от московской представлена мелким холмисто-грядовым рельефом. Крупные формы встречаются редко и обычно унаследованы от более древних форм. Характерной особенностью валдайского рельефа является обилие озер, как мелких, так и крупных. В пределах территории валдайского оледенения микулинские отложения обычно перекрыты мореной. Покровные отложения практически отсутствуют, они появляются лишь вблизи границы валдайского оледенения и представлены эоловыми и водно-ледниковыми осадками мощностью в основном до 1 м.

В связи с неоднородной и довольно сложной структурой рельефа краевой зоны граница максимального распространения валдайского ледникового покрова проводилась по-разному. Только в последние годы благодаря детальным геоморфологическим и стратиграфическим исследованиям с применением палеоботанических и радиометрических методов положение этой границы удалось уточнить и выделить не только отдельные ледниковые потоки, но и лопасти и языки (Структура и динамика..., 1977).

На территории Белоруссии в пределах Средненеманской и Нарочано-Вилейской низин располагались соответственно Неманская и Нарочанская лопасти. Северо-Нарочанская и Свенцянская гряды являются фронтальными образованиями более крупной Дисненской лопасти, отделявшейся от следующей к востоку Двинской лопасти ледораздельной зоной (Ветринской возвышенностью). Строение краевых образований Двинской лопасти свидетельствует о ее разделении на систему языков, приуроченных к понижениям довалдайского рельефа (Ушачский, Лепельский, Лукомльский). На контакте Двинской с более восточной — Лучесинской лопастью сформирован Латгальский массив. Краевые образования Лучесинской лопасти, представленные маргинальными грядами, прослеживаются в направлении д. Красное, где они смыкаются с краевыми формами Ловатской лопасти.

На территории Смоленской области льды Ловатской лопасти достигали верховьев современной долины Днепра; граница лопасти приближалась к проксимальным склонам Бельско-Духовщинской возвышенности, далее она проходила близ д. Нелидово. Южнее оз. Волго, а также вдоль долины Волги и ее правого притока Песочни в понижениях между крупнохолмистым московским рельефом отмечается мелкохолмистый рельеф, сходный с тем, который развит в области валдайского оледене-

ния. Вполне вероятно, что здесь обособился Верхневолжский язык, продвинувшийся на юго-восток, примерно до устьев рек Б. Коши и М. Коши. На широте ст. Куженкино граница резко поворачивает на восток к г. Вышний Волочек, откуда тянется, видимо, к г. Лесное, разделяя две резко различные геоморфологические области — «холмисто-озерного» и «холмисто-долинного» рельефа, по Н. Н. Соколову (1946).

В пределах Молого-Шекснинской низменности, где произошел значительный размыв ледниковых отложений, граница валдайского оледенения прослеживается с трудом. Предположительно она идет по направлению к г. Череповцу, к станциям Шексна, Чебсара и оз. Кубенскому и далее на север, в район Коношо-Няндомской возвышенности (Марков, 1940; Девятова, Лосева, 1964; Асеев, 1974).

Граница московского ледникового покрова. Предельная граница распространения московского ледникового покрова остается проблематичной на многих участках, несмотря на то что этому вопросу посвящено много публикаций (Герасимов, Марков, 1939; Соколов, 1946; Чеботарева, 1949, 1959; Погуляев, 1955; Цапенко, Махнач, 1959; Васильева, 1961; Лопатников, Шик, 1962; Маринич, 1963; Москвитин, 1965; Заррина, Краснов, 1965; Исаченков, 1965; Салов, 1968; Горецкий, 1970; Спиридонов, 1972; Асеев, 1974; Гурский, 1974; Чукленкова, 1975; и др.).

В настоящей работе положение границы московского ледникового покрова совпадает с хорошо выраженным геоморфологическим рубежом, выделенным Н. Н. Соколовым еще в 1964 г. и соответствующим северной границе «полесий» — крупных плоских песчаных низин. Следует признать, однако, что во многих случаях остается неясным, какому именно из двух стадиальных надвиганий московских льдов соответствует эта граница.

На территории Белоруссии и Литвы московским ледниковым покровом были сформированы три крупных ледниковых потока. Общее движение их осуществлялось с северо-северо-запада на юго-юго-восток. В области распространения самых западных потоков геоморфологическая граница максимальной (славгородской) стадии сожского оледенения проходит по Беловежской и Зборомировской напорным грядам. Спускаясь в виде крупного языка на юг к возвышенности Загородье, она протягивается через Верхнешарский ледораздел, южнее г. Барановичи и далее по междуречью Морочи и Случи тянется к городам Солигорск и Старые Дороги. Восточнее граница идет по сложно построенным Солигорско-Любанской и Костешковско-Карамазовской грядам, содержащим большое число отторженцев коренных пород.

Осиповичский ледораздел, расположенный у ст. Осиповичи, в эпоху максимального распространения льдов славгородской стадии разделял Минский и Днепровский ледниковые потоки. Самая западная — Бобруйская ледниковая лопасть Днепровского потока оставила после себя конечноморенные гряды у деревень Казуличи, Слободка, Костричская слобода. Эти гряды сложены главным образом песчано-гравийным материалом с включениями валунного суглинка. Часто эти отложения дислоцированы. Отдельные фрагменты краевой ледниковой морфоскульптуры прослеживаются до Рогачевских излучин Днепра, где они переходят в краевые образования Славгородской ледниковой лопасти. На этом участке отчетливо выраженные гряды, протягивающиеся в широтном направлении от д. Кульшичи к г. Славгороду, оконтуривают сильно заболоченную гляциодепрессию, которая дренируется р. Ухлястью с притоками. В восточном направлении, на левом берегу р. Сож славгородские краевые образования круто поворачивают на юго-восток к пос. Краснополье. В виде крупного подковообразного выступа граница славгородской стадии охватывает здесь участок от Краснополья до г. Климовичи, опускаясь на юг и юго-восток до г. Костюковичи и, возможно, до пос. Хотимск. Затем она идет на северо-восток и огибает массивную Рославльскую ледораздельную возвышенность.

На территории Смоленской области граница московских льдов маркируется отчетливо выраженными Криволесско-Шумячскими грядами, вытянутыми в субширотном направлении и примыкающими с запада к Рославльскому ледоразделу. Далее на восток граница льдов опускается в крупную котловину, оконтуренную с востока, юга и запада напорными моренами (Погуляев, 1956). Восточнее Сещинского морфоскульптурного комплекса по разрозненным формам краевой аккумуляции граница прослеживается в направлении на города Киров, Барятино, Мещовск. Заслуживает упоминания гигантская Спас-Деменская гряда, на несколько десятков километров вытянувшаяся между городами Спас-Деменск и Мосальск. Ширина ее обычно не превышает первых километров, а превышение над расположенной севернее гляциодепрессией, занятой Калуговскими болотами, достигает 50—60 м. Спас-Деменская гряда на протяжении многих лет рассматривалась как своеобразный эталон краевых образований московского возраста (Васильева, 1961; Исаченков, 1963; Спиридонов, 1972; Асеев, 1972; и др.). Однако в последнее время появились новые данные, свидетельствующие о возможном более южном положении края московских льдов на этой территории. До проведения специальных исследований этот вопрос нельзя считать окончательно решенным, тем более что проблема осложняется интерференцией краевых зон, сформированных во время стадиальных подвижек московского ледникового покрова.

К востоку от Мстиславльской ледораздельной зоны, отделявшей Днепровский ледниковый поток от Деснинского потока, границы ранне- и позднемосковской стадий сближены. Наличие двух моренных горизонтов, залегающих стратиграфически выше рославльской (одинцовской) межледниковой толщи, отмечается непосредственно у г. Рославля Д. И. Погуляевым и В. А. Исаченковым (1963), Г. И. Горецким (1968), А. А. Асеевым (1974) и другими исследователями. Два моренных горизонта, разделенных межстадиальными осадками, вскрыты над рославльскими отложениями и в разрезе возле д. Глазово (материалы М. И. Маудиной, устное сообщение). Последний расположен близ Спас-Деменска, несколько севернее границы распространения московских льдов. Поэтому наиболее вероятным представляется сопоставление краевых образований, развитых в районе Рославля и Спас-Деменска, с верхним горизонтом московской морены, т. е. с отложениями позднемосковской стадии.

В западной части описанной территории граница максимального продвижения московского ледникового покрова имеет раннемосковский (славгородский) возраст (Гурский, 1974).

Краевые образования, маркирующие пределы распространения льдов славгородской стадии на территории БССР, обычно несут следы интенсивного динамического воздействия ледника, часто включают в себя отторженцы дочетвертичных пород. Первым на эту особенность краевого рельефа обратил внимание В. Н. Сакс еще в 1934 г., указав на совпадение описанного конечноморенного пояса с полосой развития крупных отторженцев коренных пород. Позднее эту идею развил С. М. Шик (1976), обосновавший московский возраст этих краевых образований. Среди наиболее сильно дислоцированных участков следует отметить Порозовско-Ружанскую ледораздельную зону в пределах Неманского ледникового потока (см. раздел «Неманский ледниковый поток» настоящей книги), Солигорскую гряду Минского ледникового потока (Кригер, 1967), краевые образования Днепровского потока, развитые возле Славгорода и Краснополья.

Наряду с напорными грядами в строении краевых образований участвуют наложенные формы мертвого и пассивного льда, сложенные сортированным песчано-гравийным материалом, сохранившим косую, перекрестную и местами горизонтальную слоистость. Как напорные, так и аккумулятивные гряды относятся к категории внутренних краевых образований по классификации А. А. Асеева (1974), т. е. формировались они

несколько севернее истинной границы ледника, на контакте активного и омертвевшего льда. Эта закономерность хорошо прослеживается на примере Краснопольско-Славгородской гряды (Гурский, Орешкин, 1978).

В пределах большей части описанной территории преобладает общий наклон поверхности дочетвертичных пород на юг, что предопределило направление стока талых ледниковых вод. Об этом же свидетельствуют современный рисунок гидрографической сети и развитие обширнейших аккумулятивных равнин, оконтуривающих с юга границу московского ледникового покрова.

Сочетание следов большой динамической активности московских льдов в краевой зоне с благоприятным наклоном поверхности коренных пород позволяет предположить, что на некоторых участках московский ледниковый покров мог продвинуться южнее границы, запечатленной в современном рельефе. Возможно, это имело место восточнее г. Мещовска, в долине Пра-Угры и Пра-Оки, где граница московских льдов условно проведена через пос. Бабынино и Куровской к г. Калуге. Здесь она маркируется краевыми грядами, распространенными на правобережье р. Оки возле ст. Желябужская. Далее граница, огибая область высокого залегания коренных пород, протягивается на северо-восток через г. Обнинск и ст. Балабаново к Москве.

Определение южной границы расположенного восточнее Москворецкого потока связано со значительными трудностями, обусловленными фрагментарным развитием форм краевого ледникового рельефа, образующего отдельные острова среди озерно-ледниковой равнины («утопленный» рельеф). Можно предполагать, что Москворецкий поток спускался вдоль современной долины р. Москвы по понижению доледникового рельефа до Коломны и Луховиц и подпруживал долину р. Оки. Однако такая точка зрения разделяется далеко не всеми исследователями, поскольку как на правобережье, так и на левобережье р. Москвы обычно развита только одна морена, по вещественному составу существенно отличающаяся от московской морены Подмосковья. Возможно, московская морена здесь на значительной площади размыта.

Южная граница следующего к востоку ледникового потока, названного Клязьминским, имеет сложные очертания. Ее положение дискуссионно. Здесь также развит «утопленный» краевой рельеф. Как и на территории Москворецкого потока, его возникновение связано, вероятно, с наличием обширных понижений в кровле коренных пород. Условно южная граница Клязьминского потока проводится от г. Луховиц юго-восточнее г. Шатуры, восточнее г. Рошаль, близ г. Собинки и далее на Владимир. Восточная граница этого потока намечается западнее г. Коврова, где близ с. Сенинские Дворики развита конечноморенная гряда, состоящая из цепочки невысоких холмов, перекрытых абляционной мореной (Бреслав, 1971). Далее граница прослеживается по направлению к г. Юрьевцу, восточнее с. Ханеевка Пестяковского района Ивановской области и обосновывается стратиграфическими данными — уменьшением мощности валунных суглинков до 0,5 м в разрезе скважины у с. Ханеевка, под которыми вскрыты одинцовские межледниковые отложения, и отсутствием морены над этими отложениями в разрезах, расположенных южнее. В районе Юрьевца, на левобережье р. Елнати, наблюдаются моренные холмы с относительно резкими очертаниями склонов, рассматриваемые в качестве краевых образований московского ледника (Обедиентова, 1977).

В Костромском Поволжье граница московского ледникового покрова проводится западнее Кадыя, восточнее Антропово и северо-западнее Кологрива по слабо выраженным конечноморенным грядам. Затем она идет по направлению к Рослятино, оставляя восточнее район Анюга с известным местонахождением одинцовских межледниковых отложений, не перекрытых мореной (Лобачев, Писарева, 1967), огибает ледораздельную возвышенность Северные Увалы и спускается к среднему течению р. Юг,

где, по данным И. В. Котлуковой, развиты краевые образования московского ледника.

В пределах рассматриваемой территории наблюдаются сохранившиеся от размыва фрагменты конечноморенных гряд, оконтуривающих положение ледниковых языков, продвигавшихся по понижениям домосковского рельефа — вдоль рек Нерли, Ухтомы, Уводи, Тезы (Осиновая гора — гряда напорного типа, описанная А. И. Москвитиным, 1967 г., у г. Шуи) и др. Скопление песчаных холмов, перекрытых абляционной мореной, наблюдается на междуречье Тезы и Луха.

На территории Ярославского, Ивановского и Костромского Поволжья граница московского ледникового покрова наиболее четко прослеживается по краевым образованиям в районе пос. Ильинское-Хованское, северо-восточнее г. Комсомольска и пос. Писцова, южнее г. Фурманова, восточнее городов Плеса, Галича, Чухломы (Марков, 1940; Чеботарева, 1949, 1959; Москвитин, 1965; Спиридонов, 1972; Асеев, 1974; и др.). Как будет показано ниже (см. часть III), она соответствует одному из этапов дегляциации. Граница максимального распространения льдов в ряде случаев морфологически не выражена.

В целом описываемый рельеф по сравнению с днепровским имеет более молодой облик и характеризуется меньшей густотой эрозионной сети (по расчета И. Н. Лобачева, 0,364 против 0,548 — для территории, покрытой днепровским ледником).

Характер рельефа и слагающих его отложений свидетельствует о том, что московский ледник в краевой зоне (особенно на востоке территории) имел относительно небольшую мощность и слабо воздействовал на подстилающее ложе, благодаря чему хорошо сохранились как предледниковые, так и межледниковые рославльские отложения (например у д. Бибирево, с. Плосково, с. Ханеевка и др.).

СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О ВОЗРАСТЕ МОСКОВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА И МЕСТЕ ЕГО ОТЛОЖЕНИЙ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОЛОНКЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Морены, называемые в настоящее время в Подмосковье днепровской и московской, были впервые выделены в середине 20-х годов; при этом первоначально они рассматривались как морены самостоятельных оледенений (см. табл. 1) — миндельского и рисского (Ядовлев, 1927; Мирчинк, 1928; Хименков, 1934; Погуляев, 1935; Москвитин, 1936) или рисского и вюрмского (Соболев, 1924; Розанов, 1929; Жирмунский, 1932). М. С. Швецов (1932) вопрос о возрасте этих оледенений оставлял открытым.

«Временное примерение противоречий» (Москвитин, 1946, с. 80) в трактовке возраста подмосковных морен было найдено путем их сопоставления с двумя выделенными в Северной Германии (Woldstedt, 1927, 1929) послерисскими оледенениями — вартинским и вислинским. Позже Вольдштедт стал рассматривать «подвижку варта» как стадию рисского (заальского) оледенения (Woldstedt, 1932). Б. М. Даньшин (1933), исходя из схемы Вольдштедта, сопоставил две широко развитые в Подмосковье морены со стадиями рисского оледенения (заале и варта). Это сопоставление вскоре получило дополнительное подтверждение, так как в Подмосковье была обнаружена третья морена, залегающая ниже двух известных ранее и датированная минделем (Москвитин, 1936; Шанцер, 1947); при этом большинство исследователей две верхние морены Подмосковья, согласно И. П. Герасимову и К. К. Маркову (1939), стали относить к днепровской и московской стадиям днепровского оледенения.

Однако в этот период некоторые исследователи продолжали относить эти морены к самостоятельным оледенениям (Яковлев, 1932; Spreitzer,

1935). В 1941 г. представления о самостоятельности московского оледенения, основанные на геоморфологических данных, были сформулированы Н. Н. Соколовым в докладе, опубликованном лишь после окончания Великой Отечественной войны (1946). В этом же году А. И. Москвитин (1946) обосновал самостоятельность московского оледенения, опираясь главным образом на наличие под Москвой подзолистых почв, сформировавшихся в днепровско-московское (одинцовское) время, и на сложность событий, протекавших в этот период (табл. 1).

В конце 40-х — начале 50-х годов в центральной части Русской платформы был изучен ряд разрезов озерно-болотных отложений, залегающих между первой и второй сверху моренами, которые тогда принимались всеми исследователями за московскую и днепровскую (Чеботарева, 1949, 1959; Погуляев, 1955; Данилова, 1959; Соколова, 1961; и др.). Оказалось, что все эти отложения имеют межстадиальный характер; возникло противоречие между геологическими и геоморфологическими данными, указывающими на самостоятельность московского оледенения, и палеоботаническими данными, свидетельствовавшими о межстадиальных условиях осадконакопления днепровско-московского времени.

Как теперь выясняется, противоречие это было кажущимся — все упомянутые выше межстадиальные отложения не являются днепровско-московскими, а залегают между моренами двух стадий московского оледенения.

Однако в то время большинство исследователей центра Русской равнины по-прежнему выделяло в среднем плейстоцене единое днепровское оледенение с днепровской и московской стадиями (Чеботарева, 1949, 1959; Гричук, 1950; Асеев, 1959; Цапенко, Махнач, 1959; и др.).

В 1951—1955 гг. при проведении геологосъемочных работ между днепровской и московской моренами[2] в Смоленской и Калужской областях были обнаружены межледниковые озерно-болотные отложения, впоследствии ставшие известными как межледниковые «рославльского типа» (пос. Подруднянский, деревни Кириллы, Максименки, Беломир, Глазово, Новики и др.), палинологически изученные В. П. Гричуком, Л. П. Юшко, М. А. Недошивиной, Г. М. Братцевой, М. Х. Моносзон (Шик, 1957, 1960а, 1961; Гричук, 1961а,б; Рельеф и стратиграфия..., 1961). По характеру палинологических спектров они очень близки между собой и резко отличаются от лихвинских и микулинских межледниковых отложений.

Открытие межледниковых отложений рославльского типа (Шик, 1957) разрешило существовавшие до тех пор противоречия, о которых говорилось выше. Эти разрезы не только дали надежные палеоботанические доказательства самостоятельности московского оледенения, но и позволили сделать вывод, что «одинцовское межледниковье не было прохладным, как это предполагали ранее даже сторонники самостоятельности московского оледенения; по своим температурным условиям оно не уступало лихвинскому и микулинскому межледниковьям» (Шик, 1959, с. 52).

В то же время в Смоленской области был обнаружен и изучен ряд разрезов межстадиальных озерно-болотных отложений «красноборского типа» (Шик, 1957, 1959, 1960а, 1961), залегающих, как тогда представлялось, также между днепровской и московской моренами[3] и сходных с описанными ранее днепровско-московскими межстадиальными отложениями. В связи с этим возникло новое кажущееся противоречие, обусловленное наличием в одном и том же стратиграфическом интервале отложений как межледникового, так и межстадиального характера. Правильно разрешить его в то время не удалось.

---

[2] Возраст этих морен надежно устанавливается по соотношению с микулинскими и лихвинскими межледниковыми отложениями (Шик, 1959, 1961; Рельеф и стратиграфия..., 1961).

[3] На самом деле, как теперь установлено, между моренами двух стадий московского оледенения.

Таблица 1

Сопоставление стратиграфических схем среднего плейстоцена *

С. А. Яковлев (1927), Г. Ф. Мирчинк (1928), Г. В. Хименков (1934), Д. И. Погуляев (1935), А. И. Москвитин (1936)	Д. Н. Соболев (1924), А. Н. Розанов (1929), А. М. Жирмунский (1932)	Б. М. Даньшин (1933)	И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939), В. П. Гричук (1950), Н. С. Чеботарева (1949, 1959)	Н. А. Преображенский (1941)	А. И. Москвитин (1946, 1954б)		В. П. Гричук, Н. С. Чеботарева, С. М. Шик и др.—«Рельеф и стратиграфия...» (1961)		В. В. Писарева (1965, 1971)	
Рисская морена	Вюрмская морена	Флеминг-московская фаза	Днепровское оледенение	Московская стадия	Московская стадия второго оледенения (вюрм)	Московское оледенение	Икшинская фаза	Московское ледниковье (по геоморфологическим данным выделяется несколько стадий отступания)	Московское оледенение	Поздняя стадия
							Максимальная (бронницкая) фаза			Кострома интерстадиал
										Ранняя стадия
Миндель-рисс	Рисс-вюрм	Одинцовский интерстадиал		Днепровско-московский межстадиал	Межледниковый горизонт (рисс-вюрм)	Одинцовский интергляциал		Одинцовское межледниковье	Рославльский оптимум	Одинцовское межледниковье
									Красноборское похолодание	
									Глазовский оптимум	
Миндельская морена	Рисская морена	Днепровско-донская фаза		Днепровская стадия	Днепровско-донская стадия первого оледенения (рисс)	Днепровское оледенение		Днепровское оледенение	Днепровское оледенение	Поздняя стадия
										Верхнеунжинский интерстадиал
										Ранняя стадия
	Миндель-рисс	Лихвинский интергляциал		Предпоследнее (лихвинско-днепровское) межледниковье	Интерстадиал первого оледенения (миндель-рисс)	Лихвинский интергляциал		Лихвинское межледниковье		Лихвинское межледниковье

* Сопоставление стратиграфических схем дано в соответствии с представлениями авторов настоящей книги.

Таблица 1 (окончание)

Г. И. Горецкий (1964, 1966, 1970)	Л. Н. Вознячук (1965, 1966, 1967)		И. П. Салов (1971, 1973)		Н. А. Махнач, Э. А. Левков и др. (1970)		С. М. Шик (1974б)		А. А. Величко и др. (1977), И. П. Герасимов и др. (1980)		А. И. Гайгалас, О. П. Кондратене, (1976)
Московская морена	Днепровское оледенение		Днепровское оледенение	Московская стадия	Московское оледенение	Могилевская стадия	Московское оледенение	Позднемосковская стадия	Днепровское оледенение	Московская стадия	Мядининкский ледниковый горизонт
Одинцовский (дубравский) интерстадиал	Лихвинское межледниковье			Межстадиал		Горецкий межстадиал		Костромской интерстадиал		Одинцовский межстадиал	
Сожская морена	Березинское (окское) оледенение			Днепровская стадия		Славгородская стадия		Раннемосковская стадия		Днепровская стадия	
Рославльское межледниковье	Беловежское межледниковье	Второй климатический оптимум (могилевское межледниковье)	II рославльское межледниковье		Шкловское (рославльское, одинцовское) межледниковье		Рославльское межледниковье	Рославльский оптимум	Роменское (рославльское) межледниковье		Спайгупельский межледниковый горизонт
		Промежуточное похолодание (оледенение?)	Малое оледенение					Подруднянское похолодание	Холодная эпоха (прионское оледенение?)		
		Первый климатический оптимум	I рославльское межледниковье					Глазовский оптимум	Лихвинское межледниковье		
Днепровская морена	Варяжское оледенение		Остерское оледенение		Днепровское оледенение	Мозырская стадия	Днепровское оледенение		Окское оледенение		Жямайтийский ледниковый горизонт
Верхнекричевский интерстадиал						Узденский межстадиал					
Предполагаемая морена						Столинская стадия					
Лихвинское межледниковье			Лихвинское межледниковье		Александрийское (лихвинское) межледниковье		Лихвинское межледниковье				Бутенайский межледниковый горизонт

В связи с открытием разрезов рославльского типа пересмотрел свои прежние представления о характере днепровско-московского времени В. П. Гричук (1961а,б), выделивший на основании палеоботанических данных два климатических оптимума — глазовский и рославльский. Разрезы красноборского типа он отнес к отрезку времени, разделяющему эти оптимумы, — красноборскому похолоданию.

После опубликования результатов изучения разрезов с рославльскими межледниковыми отложениями представления о самостоятельности московского оледенения получили широкое распространение среди исследователей (Асеев, 1959; Герасимов и др., 1963; Горецкий, 1964; Громов и др., 1965; Марков и др., 1965; Грищенко, 1968; и др.). Эти представления были отражены в «Региональной унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Европейской части СССР» (1964). Пересмотрел свои прежние представления об одинцовском межледниковье, как холодном и коротком, и А. И. Москвитин, признавший, что «одинцовский век по продолжительности был не меньшим и не особенно отставал по климату от других межледниковий» (1961, с. 274).

Широкому признанию самостоятельности московского оледенения способствовало опубликование результатов изучения еще ряда разрезов межледниковых отложений рославльского типа в Калужской (Гузман, 1962), Костромской (Писарева, 1965, 1977; Лобачев, Писарева, 1967; Евсеенков, Писарева, 1967), Ивановской (Абрамов и др., 1965; Калугина, 1973), Тамбовской (Грищенко, 1968; Маудина, 1968) и Смоленской областях; данные о многих из них приведены в работах С. Л. Бреслава (1971) и А. И. Москвитина (1976).

Ряд разрезов межледниковых отложений рославльского типа был обнаружен на территории Белоруссии (Махнач, 1966 и др.; Гурский, Левицкая, 1968; Еловичева, 1979, 1980), в связи с чем большинство белорусских геологов также стало выделять самостоятельное московское (сожское) оледенение (Махнач, Левков и др., 1970).

Аналоги рославльских межледниковых отложений в последнее время обнаружены и в Южной Литве, где они получили название снайгупельских (Кондратене, 1973, 1976); в связи с этим в стратиграфической схеме четвертичных отложений Южной Прибалтики (Гайгалас, Кондратене, 1976) в среднем плейстоцене выделено два самостоятельных оледенения — жямайтийское (днепровское) и мядининкское (московское).

Детальное палеоботаническое изучение ряда разрезов рославльских озерно-болотных отложений позволило установить, что по количественному соотношению географических элементов их флора занимает промежуточное положение между флорами лихвинского и микулинского межледниковий (Гричук, 1961а,б; Писарева, 1965, 1967; и др.). К аналогичному выводу пришли исследователи, изучавшие диатомовую флору рославльских отложений (Заикина, 1961; Вишневская, Калугина, 1970).

Накопившийся к настоящему времени обширный палеоботанический и палеонтологический материал характеризует рославльские отложения как несомненно межледниковые, с чем согласно сейчас подавляющее большинство исследователей. Однако при трактовке их стратиграфического положения точки зрения иногда существенно расходятся.

Некоторые исследователи, признавая существование рославльского межледниковья, считают его доднепровским и на этом основании отрицают самостоятельность московского оледенения. Так, Л. Н. Вознячук (1965, 1966, 1967 и др.) и его последователи, выделяя нижнеплейстоценовое (долихвинское) беловежское межледниковье, относят к нему все описанные в литературе разрезы рославльского типа и отрицают в днепровском оледенении даже наличие московской стадии. При разработке «Региональной унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР» (1964) взгляды Л. Н. Вознячука были учтены только в той их части, которая касалась выделения беловежского межледниковья. В результате в этой стратиграфической схеме оказалось два горизонта: одинцовский и беловежский. Разрезы рославль-

ского типа, в зависимости от той или иной точки зрения, стали относить-ся одними исследователями к среднему, другими — к нижнему плейсто-цену.

И. Н. Салов, первоначально рассматривавший рославльские отложе-ния как днепровско-московские и признававший самостоятельность мо-сковского оледенения (Салов, 1968 и др.), в более поздних работах (1971, 1973, 1981) помещает их под днепровский горизонт. Рославльское межледниковье по схеме И. Н. Салова разделяется малым оледенением на два межледниковья: I рославльское (глазовский оптимум) и II рос-лавльское (рославльский оптимум).

Отрицает межледниковый характер днепровско-московского времени и А. А. Величко, который совместно с В. П. Ударцевым, А. К. Марковой и др. проводит исследования южнее границы распространения москов-ского ледникового покрова. В предлагаемой схеме периодизации плей-стоцена А. А. Величко (1980, 1981) рассматривает днепровскую ледни-ковую эпоху как единую, выделяя в ней днепровское оледенение и его мо-сковскую стадию. Отложения рославльского межледниковья, по мнению А. А. Величко, являются более древними. При этом рославльский клима-тический оптимум рассматривается им как самостоятельное межледни-ковье, непосредственно предшествующее днепровскому оледенению, а глазовский оптимум — в качестве второго оптимума лихвинской эпохи, относящейся к нижнему плейстоцену.

По мнению В. П. Гричука, палеоботанические материалы не дают оснований для подобных сопоставлений.

Имеющиеся в литературе крайне фрагментарные палеоботанические материалы по второму оптимуму лихвинского межледниковья (Лихвин, Жидовщизна и др), восстанавливающие умеренно бореальный облик флоры, не позволяют сопоставлять с ней флору глазовского оптимума, включающую ряд субсредиземноморских элементов (Zelkova, Tilia tome ntosa, Moench, Quercus cerris L. и др.).

Все изложенное показывает, насколько различны точки зрения по рассматриваемому вопросу. Существующие разногласия трудно разре-шить без систематизации всего накопленного материала. Особый интерес представляет территория, покрывавшаяся московским ледниковым по-кровом, которая рассматривается в настоящей работе. Что касается кор-реляции данных по северной и южной частям Русской равнины, то это дело будущего.

Часть II

СТРОЕНИЕ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОСКОВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

На рассматриваемой территории повсеместно развита сложно построенная толща отложений среднего плейстоцена, в основании которой залегают лихвинские межледниковые отложения; верхняя граница среднего плейстоцена хорошо прослеживается по подошве микулинских межледниковых образований, многочисленные, детально изученные разрезы которых известны здесь практически повсеместно. Это позволяет достаточно уверенно выделять отложения, которые в соответствии с «Региональной унифицированной и корреляционной стратиграфической схемой четвертичных отложений Европейской части СССР» (1964) следует относить к среднему плейстоцену.

В толще среднеплейстоценовых отложений развиты два ледниковых комплекса, нижний из которых прослеживается далеко на юг, в область развития Днепровского ледникового языка, и соответствует днепровскому оледенению. Граница распространения верхнего комплекса совпадает с границей московского ледникового покрова. Эти комплексы разделены одинцовскими (рославльскими) межледниковыми отложениями, в которых выделяются два (а возможно, и три) климатических оптимума. По палеоботанической характеристике они несомненно моложе лихвинских и древнее микулинских.

Наличие этих межледниковых отложений позволяет относить верхний из двух ледниковых комплексов среднего плейстоцена, являющийся рельефообразующим на всей территории распространения московского ледникового покрова, к самостоятельному московскому оледенению. Во многих районах этот ледниковый комплекс состоит из двух моренных горизонтов, разделенных озерно-болотными отложениями межстадиального типа. В полных разрезах среднего плейстоцена обычно наблюдаются три моренных горизонта, разделенных межморенными отложениями; однако в результате процессов ледниковой экзарации и размыва нижний или средний из них часто отсутствует, что сильно осложняет корреляцию разрезов. Достаточно надежной она может быть только в том случае, если удается скоррелировать как межледниковые, так и ледниковые отложения; при этом для корреляции межледниковых отложений ведущее значение имеют результаты их палеоботанического изучения, а для корреляции ледниковых отложений — результаты изучения вещественного состава.

ФЛОРА ОДИНЦОВСКИХ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (характеристика и стратиграфическое положение)

Палеоботаническое изучение одинцовских отложений и их стратиграфических аналогов началось сравнительно недавно, однако к настоящему времени они изучены не менее полно, чем лихвинские и микулин-

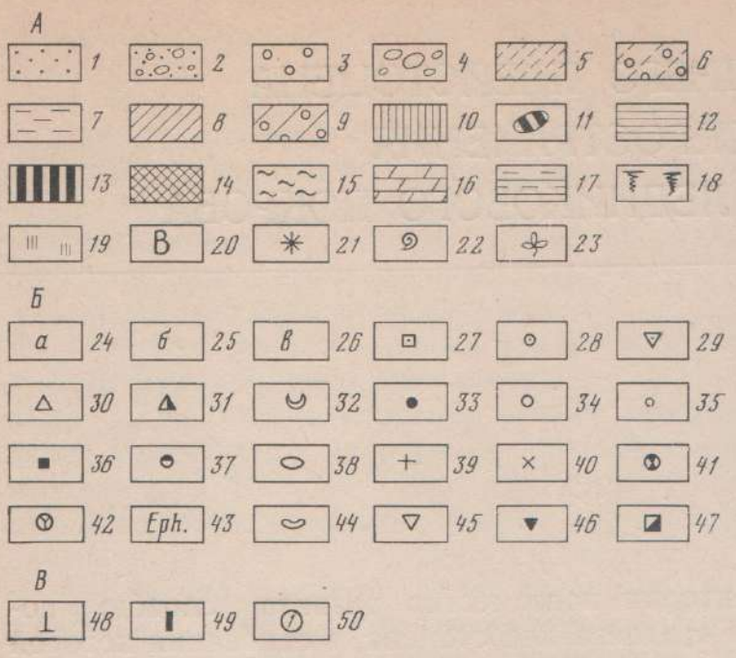


Рис. 1. Условные обозначения к геологическим разрезам и спорово-пыльцевым диаграммам

А — литологический состав отложений: *1* — песок; *2* — песок с гравием и галькой; *3* — гравий; *4* — галька и валуны; *5* — супесь; *6* — валунная супесь; *7* — алеврит; *8* — суглинок; *9* — суглинок валунный; *10* — суглинок лёссовидный (покровный); *11* — отторженцы в морене; *12* — глина; *13* — торф; *14* — гиттия и гиттиевая глина; *15* — сапропель, ил; *16* — мергель; *17* — озерно-болотные отложения различного литологического состава; *18* — погребенная почва; *19* — гумусированные примазки; *20* — вивианит; *21* — ожелезнение; *22* — пресноводные моллюски; *23* — растительные остатки.

Б — пыльца и споры: *24, 27* — пыльца древесных пород; *25, 28* — пыльца травянистых и кустарничковых растений; *26, 29* — споры; *30* — ель; *31* — пихта; *32* — лиственница; *33* — сосна; *34* — береза; *35* — береза карликовая; *36* — сумма пыльцы широколиственных пород; *37* — злаки; *38* — осоковые; *39* — полынь; *40* — маревые; *41* — разнотравье; *42* — вересковые; *43* — эфедра; *44* — споры папоротников; *45* — зеленые мхи; *46* — сфагновые мхи; *47* — плауны.

В — прочие знаки: *48* — скважины; *49* — палинологически исследованные интервалы; *50* — номера слоев, описание которых дано в тексте.

Генетические типы отложений: gl — ледниковые; fg — флювиогляциальные; lg — озерно-ледниковые; pr — перигляциальные; al — аллювиальные; l — озерные; h — болотные; d — делювиальные.

Возраст: Q — плейстоцен (Q_I — нижний, Q_{II} — средний, Q_{III} — верхний, Q_{IV} — голоцен); ok — окский; lh — лихвинский; dn — днепровский (dn(nv) — навлинский межстадиал, dn(ds) — деснинский межстадиал); od (rs) одинцовский (od_1 — глазовский оптимум, od_2 — подруднянское похолодание, od_3 — рославльский оптимум); ms — московский (ms_1 — раннемосковская стадия, ms_2 — внутримосковский, или костромской, межстадиал, ms_3 — позднемосковская стадия); mk — микулинский; v — валдайский

ские. Следует отметить большой вклад в этом отношении белорусских исследователей — палинологов и палеокарпологов, выполнивших в последние годы под общим научным руководством Г. И. Горецкого огромную работу.

Стратотипическим разрезом одинцовского межледниковья является разрез у ст. Одинцово Московской области. Не останавливаясь на истории его изучения и геологическом строении среднеплейстоценовой толщи этого района (см. раздел «Региональные очерки»), рассмотрим палеоботанические данные по древнеозерной межморенной толще, вскрытой скв. 4 у д. Акулово в интервале 12,3—23,0 м. С. Л. Бреслав и соавторы (1979) эту озерно-болотную толщу делят на два горизонта (проводя контакт между ними по подошве торфа на глубине 18,5 м), нижний из которых относят к рославльскому межледниковью, а верхний — к лихвинскому. На трактовке возраста верхней части озерной толщи остановимся в дальнейшем, здесь же только отметим, что приводимые авторами литологические и палинологические данные, как и результаты палеокарпологических определений (Величкевич, 1979), вряд ли дают основания для подобного расчленения. Так, в списке семенной флоры акуловского разреза Ф. Ю. Величкевич указывает довольно значительное число видов, являющихся эдификаторами водных и болотных ассоциаций (Zannichelia palustris L., Myriophyllum spicatum L., Menyanthes trifoliata L. и др.). Анализ распределения их остатков по разрезу показывает, что за время накопления толщи комплекс этих ассоциаций оставался неизменным, что свидетельствует о неизменности условий, в которых проходила ее седиментация. Наличие сколько-нибудь длительных перерывов в накоплении озерной толщи, вскрытой скв. 4 и 5, не может быть аргументировано и палинологическими данными, поскольку они не выявляют каких-либо уровней, на которых про-

исходили бы резкие изменения всех компонентов спорово-пыльцевых спектров (рис. 1, 2).

В нижней части озерной толщи (на глубине 21,5—22,5 м) выделяется горизонт с высоким содержанием пыльцы широколиственных пород (более 40%), представленных преимущественно дубом и вязом, при крайне незначительном содержании пыльцы граба (не более 2%). По определениям пыльцы, спор и макроостатков растений здесь установлены 46 видов, в том числе Quercus robur L., Q. petraea Liebl., Q. pubescens Willd., Ulmus campestris L., U. propinqua Koidz, Zelcova sp., Tilia cordata Mill., T. platyphyllos Scop., T. tomentosa Moench., Betula sect. Costatae, Picea sect. Omorica, Pinus sect. Strobus, а также Abies и Larix. Этот флористический комплекс, как будет показано ниже, характерен для первого, более древнего, глазовского оптимума одинцовского межледниковья (Гричук, 1961а, б), что дает основание нижнюю часть акуловской древнеозерной толщи отнести также к началу названной межледниковой эпохи.

На отложениях с термофильной флорой в интервале глубин 18,7—21,5 м залегают озерные осадки (на что указывает присутствие в них остатков Potamogeton praelongus Wulf. и других гидрофитов). Из числа древесных пород преобладает пыльца сосны, ели и березы, пыльца же широколиственных пород встречается в небольших количествах и спорадически (см. рис. 2). Эти слои с флорой, отражающей явное похолодание, очевидно, должны быть отнесены к так называемому подруднянскому похолоданию, установленному по результатам изучения полных разрезов одинцовского межледниковья.

Остановимся на сопоставлении приведенных данных и данных, полученных В. Н. Сукачевым и его сотрудниками по межморенным отложениям в одном из старых одинцовских карьеров (Сукачев и др., 1969). Здесь, как и в районе Акулова, под московской мореной и подстилающим ее лёссовидным суглинком были вскрыты древнеозерные глины с сапропелевыми и торфянистыми прослоями. Спорово-пыльцевой и карпологический анализ верхней части этих глин показал присутствие в них элементов термофильной флоры межледникового характера. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что при сравнительно небольшом суммарном содержании пыльцы широколиственных пород содержание пыльцы Carpinus достигает 9%, т. е. значительно больше, чем в слоях с межледниковой флорой в разрезе скв. 5 (см. рис. 2). Этот факт, а также еще некоторые другие особенности в составе пыльцевых спектров (в частности, высокое содержание пыльцы березы) позволяют высказать предположение, что этот горизонт озерных отложений соответствует второму, более позднему климатическому оптимуму одинцовского межледниковья — рославльскому.

Приведенные данные показывают, что в районе Одинцова представлен, хотя и фрагментарно, весь разрез одинцовского межледниковья.

В силу существовавшей многие годы неясности с разрезом Одинцово всеми исследователями в качестве стратотипа одинцовского межледниковья принимался разрез межморенных отложений у пос. Подруднянский, вскрытых скв. 3 в 1952 г. (в настоящее время его следует считать гипостратотипом). Результаты спорово-пыльцевого анализа небольшой серии образцов из этой скважины, выполненного В. П. Гричуком, предварительно были опубликованы в 1957 г. (Шик, 1957, 1959), а затем в более полном виде в 1961 г. (Гричук, 1961а, б). Впоследствии этот разрез был дублирован скв. 7092 (Еловичева, 1979; Шик, 1981).

В разрезе у пос. Подруднянский межледниковые отложения перекрыты только одной маломощной мореной; однако севернее в лежащих на них отложениях по многим скважинам выделяются два моренных горизонта, разделенных песками мощностью до 10—15 м. Вещественный состав морен по этим скважинам не изучался; не проводилось и палинологического изучения межморенных отложений.

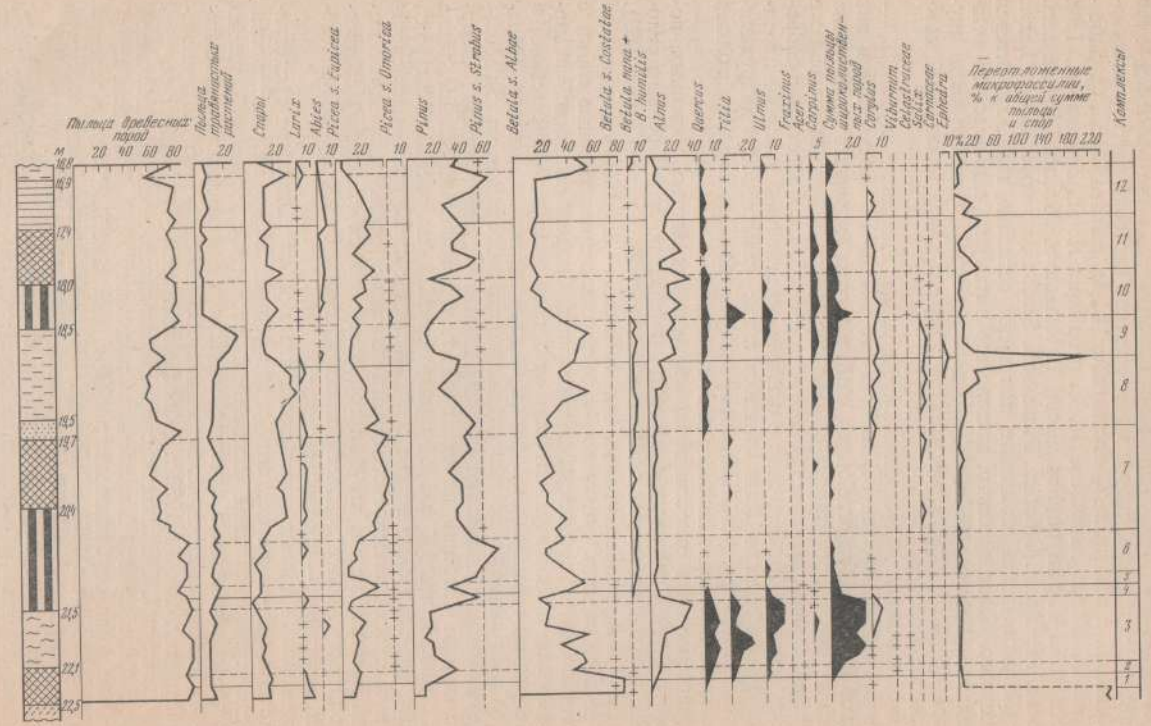


Рис. 2. Пыльцевая диаграмма одинцовских отложений по скв. 5 у д. Акулово (анализы Я. К. Еловичевой)

Условные обозначения см. на рис. 1

Древнеозерная котловина, которую выполняют вскрытые этими скважинами осадки, возникла в результате переработки процессами ледниковой экзарации и аккумуляции участка погребенной доднепровской долины Пра-Десны (Шик, 1960б; Горецкий, 1967). Котловина эта в настоящее время выявлена многочисленными буровыми скважинами и оконтуривается достаточно уверенно (рис. 3). Протяженность ее в субмеридиональном направлении свыше 35 км при ширине 15—20 км, а глубина на первоначальной стадии существования достигала 120 м (по отношению к поверхности окружающего плато). Мощность пройденных скважинами озерных осадков колеблется от 5 до 61 м. На склонах котловины, по данным В. А. Исаченкова (1965), в ряде мест обнажались песчаники и мергели палеогеновой, меловой и юрской систем.

Скважинами у пос. Подруднянский (3 и 7092) пройдена толща осадков мощностью до 42 м, относящаяся к глубинной зоне древнего озера. На рис. 4 приведена спорово-пыльцевая диаграмма подруднянской древнеозерной толщи, построенная по результатам анализа всех образцов из керна скв. 3, повторно выполненного Э. М. Зеликсон. Сопоставляя ее с диаграммой по скв. 7092, нетрудно убедиться в большом сходстве данных. На диаграмме отчетливо выявляются установленные первыми исследованиями два горизонта с высоким содержанием пыльцы широколиственных пород и разделяющий их горизонт, в котором роль термофильных элементов резко сокращается.

Изменения состава и количественных соотношений компонентов спорово-пыльцевых спектров в древнеозерной толще позволяют подразделить диаграмму на ряд фаз. Палеоэкологический анализ спорово-пыльцевых спектров, относящихся к каждой из этих фаз, показывает, что в них присутствуют только экологически совместимые компоненты. Этот вывод основывается на анализе вполне представительных флористических материалов: в результате видовых определений пыльцы и спор в каждой фазе установлено присутствие 24—61 таксона. Анализ экологических связей и географического распространения этих растений с полной определенностью показывает, что все они являются элементами совместно существовавших фитоценозов. Экологическая совместимость всех компонентов спорово-пыльцевых спектров дает основание утверждать, что в охарактеризованных отложениях отсутствуют переотложенные пыльцевые и споровые зерна четвертичного возраста и, следовательно, в их палеоботанической характеристике отсутствуют какие-либо искажающие моменты. Сказанное в полной мере относится и к слоям, разделяющим горизонты, соответствующие климатическим оптимумам. (Здесь не имеются в виду встречающиеся в этих слоях несомненно переотложенные палеозойские и мезозойские спороморфы.)

Анализ спорово-пыльцевых спектров свидетельствует также об отсутствии следов сколько-нибудь длительных перерывов в накоплении озерной толщи. Выявляющиеся в ее нижней части (41—45 м по скв. 7092) случаи резких различий состава спектров близлежащих образцов не дают оснований для подобного суждения: эти изменения зафиксированы в генетически и литологически единой толще отложений и, очевидно, обусловлены просто недостаточно частым отбором образцов из очень медленно накапливавшихся осадков. Вся сумма палинологических данных позволяет считать, что в данном разрезе изменения растительности на протяжении соответствующего отрезка времени зафиксированы без сколько-нибудь существенных пропусков.

Флоро-ценотический и экологический анализ материалов, приведенных на диаграмме, показывает, что в данном разрезе представлены все основные горизонты одинцовского межледниковья:

I (интернал глубин 45,0—42,2 м): конечный этап днепровской ледниковой эпохи и начальный — одинцовского межледниковья; слои с господством пыльцы ели, а затем березы, с постоянным присутствием пыльцы лиственницы;

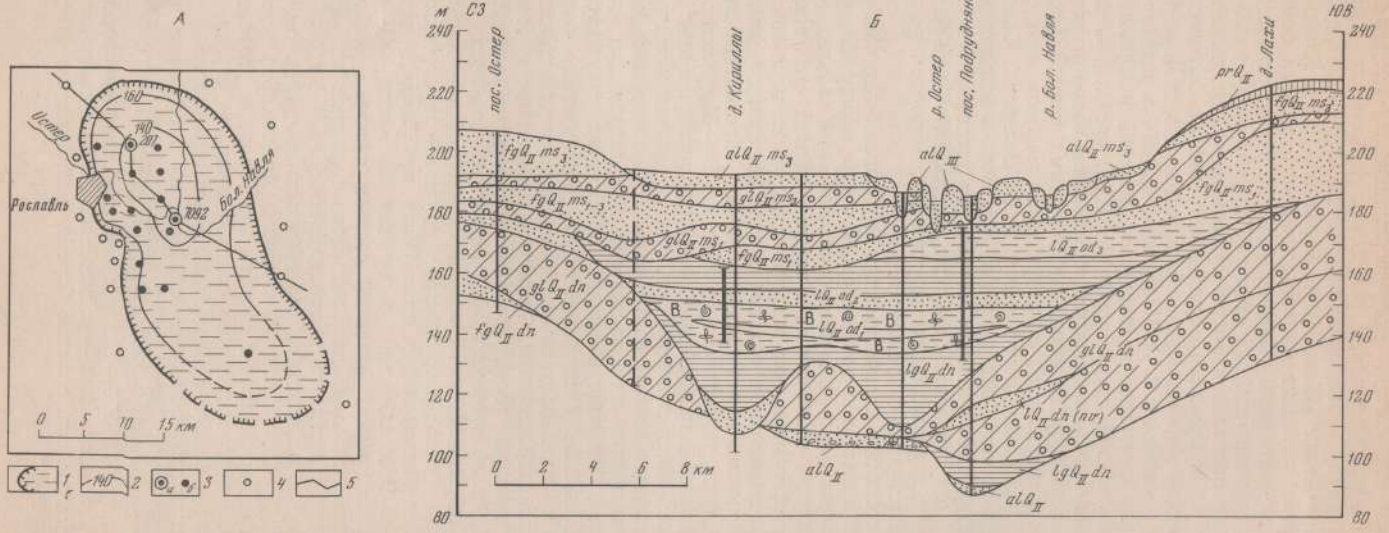


Рис. 3. Условия залегания межледниковых отложений в районе г. Рославля (Шик, 1981)

А — план Рославльского палеоозера: *1* — площадь распространения межледниковых озерных отложений; *2* — изогипсы их подошвы; *3* — скважины: *а* — с палинологически изученными озерными отложениями, *б* — с палинологически не изученными озерными отложениями; *4* — скважины, в которых межледниковые отложения отсутствуют; *5* — линии разреза.

Б — геологический разрез. Условные обозначения см. на рис. 1

II (интервал глубин 42,2—38,5 м): глазовский климатический оптимум — нижний горизонт с максимумом пыльцы широколиственных пород, принадлежащей в основном нескольким видам дуба (Quercus robur, Q. cerris, Q. conferta, Q. petraea, Q. pubescens) и вяза (Ulmus laevis, U. propinqua и др.), наряду с которой присутствует пыльца Picea sect. Eupicea, Pinus sect. Strobus и Larix.

III (интервал глубин 38,5—28,5 м): промежуточный этап, подруднянское похолодание[4] — горизонт с очень незначительным содержанием пыльцы дуба (Quercus robur), вяза (Ulmus campestris и U. scabra) и липы (Tilia cordata) и постоянным присутствием пыльцы Betula humilis, B. nana, Larix и спор Selaginella selaginoides.

IV (интервал глубин 28,5—12,0 м): рославльский климатический оптимум — верхний горизонт с максимумом пыльцы широколиственных пород, в составе которой пыльца дубов (Quercus robur, Q. pubescens и Q. petraea) уже не имеет превалирующего значения, и с высоким содержанием пыльцы Betula sect. Albae и sect. Costatae.

Палинологические материалы по разрезу древнеозерной толщи у пос. Подруднянский позволяют четко охарактеризовать палеофитологические критерии, дающие основания для уверенной корреляции с ней отложений на ближайших территориях. Такими наиболее легко устанавливаемыми критериями являются: а) специфические особенности последовательных изменений растительности на протяжении межледниковой эпохи, находящие свое отражение на спорово-пыльцевых диаграммах; б) состав показательных видов; в) родовой состав древесных пород во флоре экстремальной фазы климатических оптимумов.

На основании совместного использования этих критериев в бассейне Верхнего Днепра и Верхней Волги к отложениям одинцовского межледниковья может быть отнесено большое число разрезов; более полно изученные из них (в палеоботаническом отношении) показаны на рис. 5.

Наиболее важным, помимо Подруднянского, является разрез в овраге Нижнинский Ров, находящийся на левом склоне долины Днепра, против северной окраины г. Шклова Могилевской области (на карте — пункт 3). Палеоботаническое изучение их выполнялось рядом исследователей: Н. А. Махнач (см. Горецкий, 1970), Ф. Ю. Величкевичем (1973 и др.) и Я. К. Еловичевой (1979 и др.). В результате всех этих работ установлено, что в данном разрезе представлены все основные горизонты рославльского межледниковья. Очень существенно, что в отличие от разрезов у пос. Подруднянский здесь полно представлены финальная часть межледниковья — рославльский климатический оптимум (правда, в слое мощностью менее 1 м) и переход к эпохе последующего оледенения. В результате определения пыльцы, спор и макроскопических остатков в разрезе у г. Шклова установлено присутствие более 200 таксонов видового и родового рангов.

Стратиграфическая полнота разреза Нижнинский Ров и доступность для осмотра (обнажение) дают основание считать его вторым гипостратотипом одинцовского межледниковья. То обстоятельство, что в толще древнеозерных отложений выявляются признаки гляциодинамических нарушений, затрудняющих изучение ее стратификации, не меняет оценки значения данного разреза.

В разрезах древнеозерных отложений у Подруднянского и в Нижнинском Рве горизонт, относящийся ко времени первого климатического оптимума, имеет очень небольшую мощность (2,25 и 1,20 м соответственно). Значительно бóльшую мощность (свыше 5 м) имеют отложения этого возраста в районе д. Глазово (в 15 км к северо-северо-востоку от с. Барятинское), вскрытые скв. 15290 в пределах древней погребенной долины (рис. 6, *А*). Палинологическое изучение пройденной этой сква-

---

[4] В более ранних публикациях этот горизонт обозначался как «красноборское похолодание», но затем название было изменено в связи с тем, что отложения, вскрытые скважинами у с. Красный Бор, оказались другого возраста (Шик, 1974).

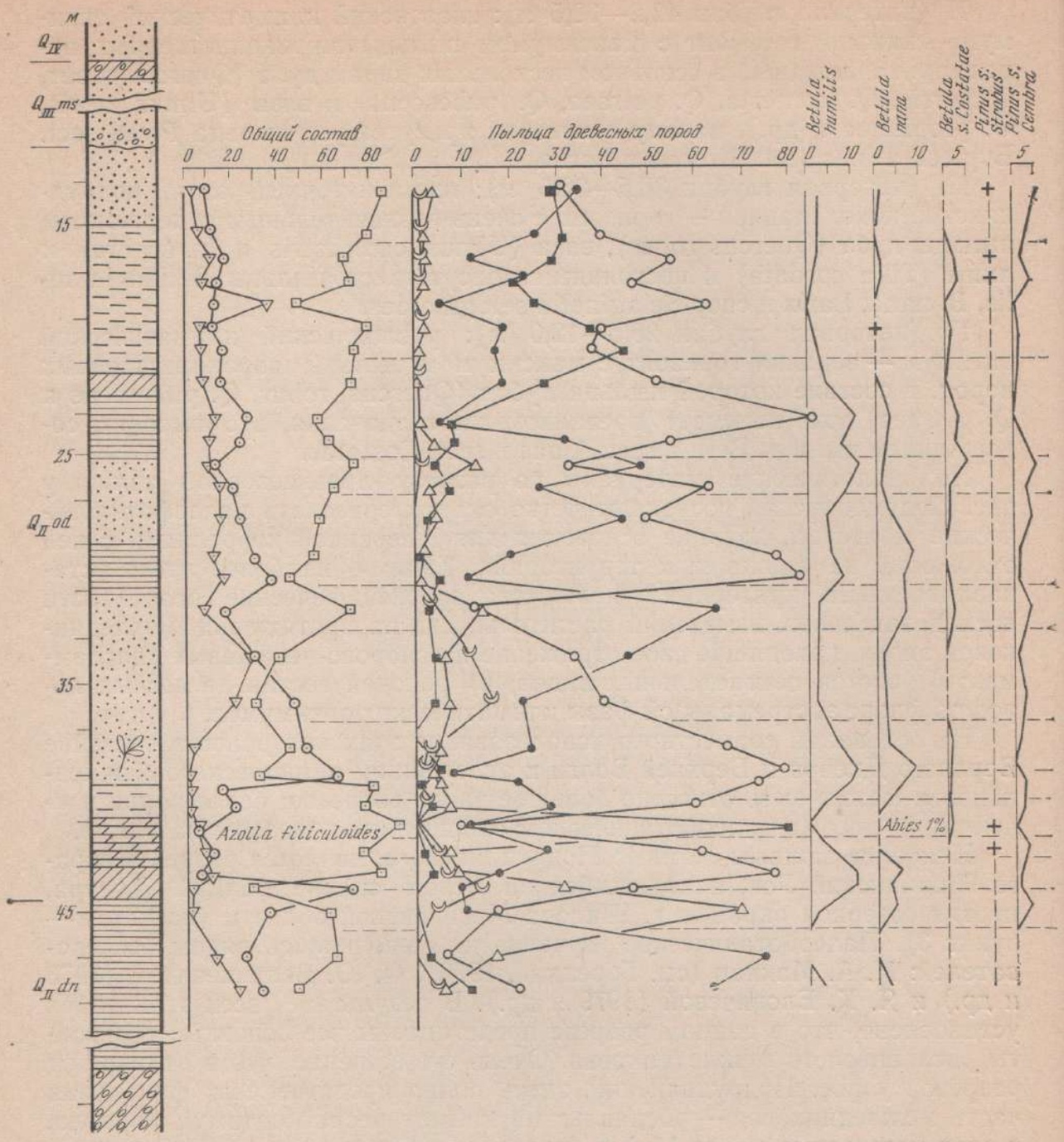
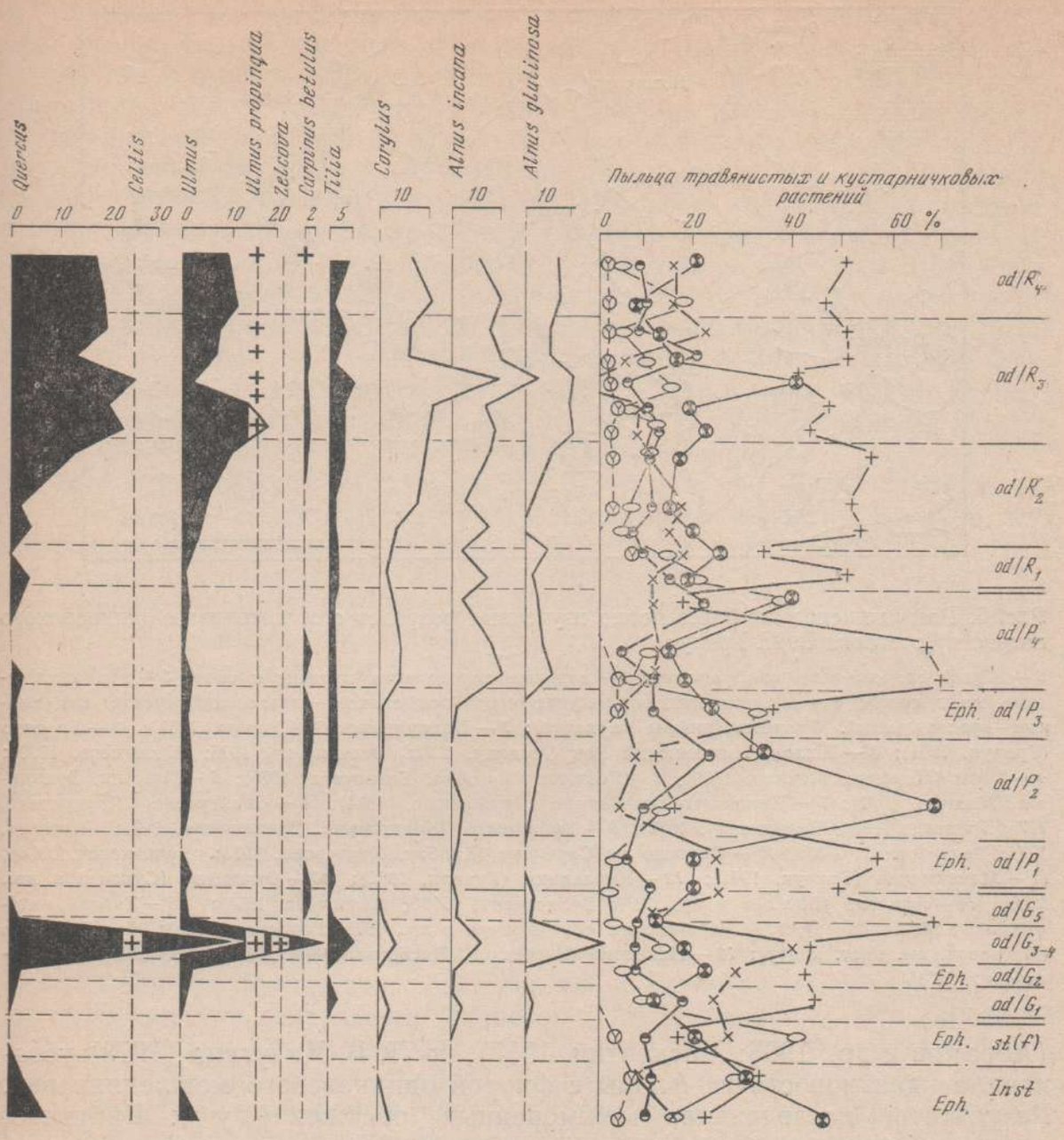


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма одинцовских отложений по скв. 3 у пос. Подруднянский (анализы Э. М. Зеликсон, материалы С. М. Шика)

Условные обозначения см. на рис. 1

жиной 16-метровой толщи озерных осадков было выполнено В. П. Гричуком и М. Х. Моносзон (1962) и дополнено для максимальной фазы климатического оптимума Э. М. Зеликсон, повторно изучавшей анализированные ранее образцы. По керну из дублирующей скважины (№ 192), по четырем образцам в интервале глубин 48—57 м Ф. Ю. Величкевичем были сделаны карпологические определения, выявившие довольно богатую семенную флору. В результате всех этих работ здесь установлено присутствие 112 таксонов видового и родового рангов. Столь полная палеоботаническая характеристика и возможность детального прослеживания изменений растительности во времени позволяют считать этот разрез эталоном раннего, глазовского, климатического оптимума одинцовского межледниковья.

К сожалению, мы до сих пор не имеем разреза, который столь же полно отражал бы поздний, рославльский, климатический оптимум и мог бы рассматриваться как эталонный для этого хронологического интервала. Временно в качестве такового для территорий к востоку от



бассейна Верхнего Днепра можно считать разрез озерно-болотной толщи, вскрытой скв. 797 у д. Максименки[5], палинологическая характеристика которой получена по анализам Г. М. Братцевой, В. П. Гричука и дополнительным определениям М. Х. Моносзон (рис. 6, *Б*).

Подавляющее большинство разрезов, показанных на рис. 5, уже на первоначальной стадии их изучения на основании геологических и палинологических данных было отнесено к одинцовскому межледниковью, но для ряда разрезов (Снайгупеле, Буйвиджяй, Бибирево и Черемошник «В») стратиграфическое положение было установлено позднее в результате детальной обработки палеоботанических материалов. Так, разрезы Снайгупеле и Буйвиджяй первоначально относились к мяркинскому (микулинскому) межледниковью. Однако О. П. Кондратене (1973) показала, что в действительности отложения, вскрытые этими разрезами, относятся к более древнему, снайгупельскому (одинцовскому) межледниковью.

Древнеозерные отложения, вскрытые скважиной у д. Бибирево, первоначально А. И. Москвитин отнес к ивановскому межледниковью

[5] А. И. Москвитин придерживается иного мнения о возрасте этих отложений, отражающих климатический оптимум. Он пишет: «Последний приходится на слои, залегающие непосредственно на ледниково-озерных (?) глинах. Если это правильно, то более логично считать единственный оптимум в Максименках не вторым, а первым» (1965, с. 30—31). Из цитаты видно, что А. И. Москвитин не принимает во внимание палеоботанические данные.

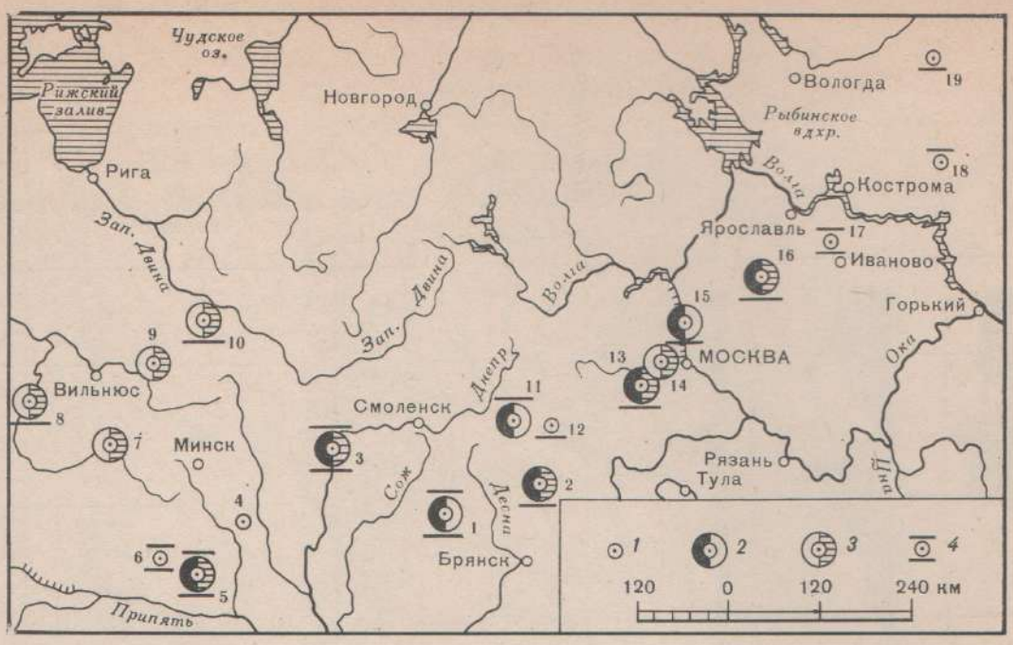


Рис. 5. Расположение наиболее полно изученных разрезов с отложениями одинцовского возраста (составил В. П. Гричук)

1 — общий спорово-пыльцевой анализ; *2* — видовые определения пыльцы и спор; *3* — карпологические определения; *4* — климатические оптимумы: черта под знаком — глазовский, черта над знаком — рославльский. Разрезы (цифры на карте): *1* — Подруднянский (Гричук, 1961); *2* — Глазово (Гричук, 1961); *3* — Шклов, Нижнинский Ров (Махнач, 1971; Величкевич, 1973; Еловичева, 1979); *4* — Углы (Цапенко, Махнач, 1966); *5* — Костеши (Логойко, Еловичева, 1975); *6* — Пиваши, Брянчицы (Махнач, 1971); *7* — Николаево на Немане (Якубовская, 1974); *8* — Снайгупеле (Кондратене, 1973; Ришкене, 1972; Величкевич, 1973); *9* — Буйвиджяй (Кондратене, Вишневская, 1974; Ришкене, 1976; Величкевич, 1973); *10* — Обухово на Сарьянке (Колбик, Курьерова, 1975; Величкевич, 1973); *11* — Максименки (Гричук, 1961); *12* — Хмельники (Гузман, 1962); *13* — Одинцово (Сукачев и др., 1969); *14* — Акулово (Бреслав и др., 1979; Величкевич, 1979б; Еловичева, 1980); *15* — Табор (материалы Э. М. Зеликсон); *16* — Черемошник «В» (Гричук и др., 1973; Горлова, 1968а); *17* — Бибирево (Писарева, см. наст. книгу); *18* — Пепелово (Евсеенков, Писарева, 1967); *19* — Анюг (Лобачев, Писарева, 1967)

(Абрамов и др., 1965; Москвитин, 1967), но Л. В. Калугина (1973) установила идентичность их флоры с флорой одинцовского межледниковья. Результаты исследования межморенных отложений у с. Бибирево, вскрытых вновь пробуренными скважинами, также свидетельствуют об их одинцовском возрасте (см. «Региональные очерки»).

Объектом многолетней дискуссии является вопрос о стратиграфическом положении древнеозерных отложений, вскрытых в разрезе Черемошник «В» около г. Ростова (Ярославского). В связи с этим остановимся несколько детальнее на обосновании возраста этих отложений. Р. Н. Горловой, Т. Д. Колесниковой, а также палинологами Института географии АН СССР флора этих отложений охарактеризована с большой полнотой, по данным карпологического и палинологического анализов здесь установлено присутствие 177 таксонов (Горлова, 1968б; Гричук и др., 1973). Обработка столь представительного материала показала, что существующие представления о микулинском возрасте этих отложений (Горлова, 1968а, б; Чеботарева, Макарычева, 1974; Салов, Козлов, 1975; и др.) неверны. На основании таких критериев, как специфические особенности изменений растительности во времени, состав показательных таксонов, соотношение географических элементов и положение района современной концентрации определенных видов, они должны быть отнесены к одинцовскому межледниковью (Губонина и др., 1973; Гричук и др., 1973).

Одним из основных доводов сторонников микулинского возраста этих отложений является сходство диаграммы Черемошник «В» с диаграммой близ расположенного разреза микулинских отложений — Черемошник «А» и других одновозрастных с ним разрезов в районе Ростова (Ярославского). Но это утверждение является результатом лишь само-

го общего сравнения диаграмм; в действительности система пыльцевых зон на диаграмме разреза «В» (по составу представленных таксонов, последовательности самих зон и т. д.) не имеет аналогов в системе пыльцевых зон, выявляющихся на диаграммах микулинских отложений. В этом отношении показательно хотя бы положение максимума пыльцы орешника. На диаграмме разреза «В» он отчетливо связан с палинозоной максимума пыльцы граба и липы, т. е. относится ко времени господства мезофильных формаций теневого строя. На диаграммах же несомненно микулинских отложений (Черемошник «А», скв. 100, Левина Гора и др.) этот максимум не менее отчетливо связан с палинозоной дуба и вяза, отражающей время господства субксерофильных формаций дубравного ряда, т. е. растительности совершенно другого типа. Учитывая близость этих разрезов (расстояние 0,3—0,8 км), можно сделать только один вывод: эти максимумы не могут быть синхронными и отражают изменения растительности разных межледниковий.

Н. С. Чеботарева, а также И. Н. Салов и В. Б. Козлов пишут, что присутствие в отложениях разреза Черемошник «В» таких видов, как Osmunda claytoniana L., Pinus sect. Strobus, Picea sect. Omorica, еще не может являться основанием для отнесения их к межледниковью более древнему, чем микулинское. В обоснование своего утверждения авторы не приводят каких-либо аргументов, хотя совершенно очевидно, что перечисленные таксоны в совокупности с определенными здесь же Celtis, Zelcova, Vitis и Ulmus propinqua Koidz. образуют комплекс, никак не укладывающийся в рамки хорошо известных закономерностей состава микулинской флоры, которой свойственно крайне ограниченное участие балкано-колхидских и восточноазиатских видов. Их предположение полностью опровергается и имеющимися данными по микулинским флорам района, в которых ни один из перечисленных видов не обнаружен, хотя флоры этих разрезов изучены с неменьшей полнотой (Гричук и др., 1973).

Палеофитологическая характеристика одинцовских отложений. Большой объем флористических материалов и детально составленные спорово-пыльцевые диаграммы разрезов Подруднянского, Нижнинского Рва, Глазова и др. позволяют обоснованно подойти к реконструкции изменений растительного покрова на протяжении одинцовского межледниковья. Используя формационно-ценотический анализ флористических материалов по этим разрезам, мы можем представить изменения растительности, отраженные на их диаграммах, как ряд последовательно-временны́х фаз. Под «фазой» понимается время существования определенного зонального типа растительного покрова, и, таким образом, фазы ни в какой мере не являются эквивалентом «пыльцевых зон», или «пыльцевых комплексов», т. е. отрезков спорово-пыльцевой диаграммы, характеризующихся сходными количественными соотношениями основных компонентов, фитоценотическая сущность которых остается нерасшифрованной.

Для времени глазовского климатического оптимума выделяются следующие фазы: od/G_1 — сосновые и березовые леса с небольшим участием дуба (Quercus robur) и вяза и сохранившимися (но сильно трансформированными) элементами перигляциальной растительности (переходная фаза от предшествующей эпохи оледенения); od/G_2 — березовые и хвойно-широколиственные леса сложного состава (с участием Zelcova); od/G_3 — полидоминантные дубовые (с Quercus petraea, Q. cerris и др.) и хвойно-широколиственные леса богатого видового состава (с участием 12—15 видов древесных пород, в том числе елей и лиственниц); od/G_4 — олигодоминантные широколиственно-хвойные смешанные леса (с Carpinus betulus, Tilia cordata, T. platyphyllos и др.); od/G_5 — сосновые и березовые монодоминантные леса с очень небольшим участием вяза и липы (переход к эпохе подруднянского похолодания).

На протяжении времени подруднянского похолодания выделяются следующие фазы: od/P_1 — березовые и смешанные хвойные леса и кус-

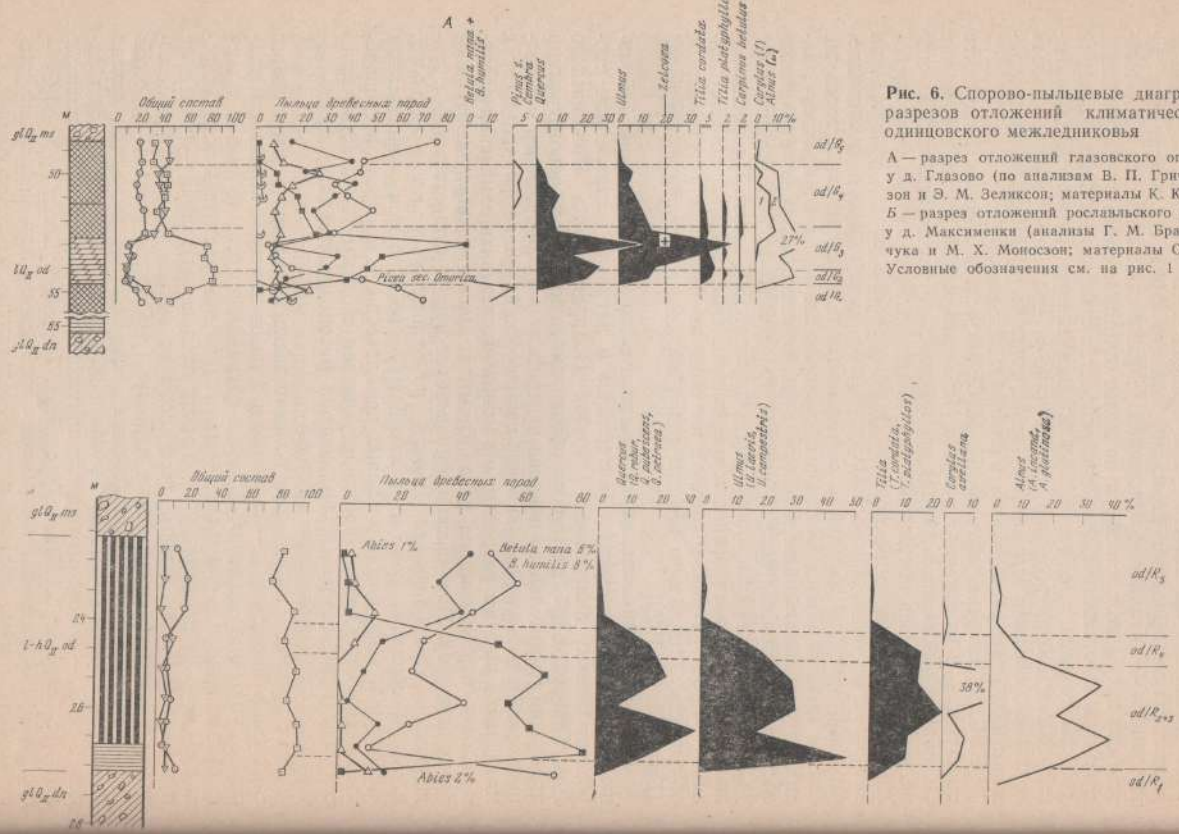


Рис. 6. Спорово-пыльцевые диаграммы эталонных разрезов отложений климатических оптимумов одинцовского межледниковья

А — разрез отложений глазовского оптимума, скв. 15290 у д. Глазово (по анализам В. П. Гричука, М. Х. Моносзон и Э. М. Зеликсон; материалы К. К. Рождественской); Б — разрез отложений рославльского оптимума, скв. 797 у д. Максименки (анализы Г. М. Братцевой, В. П. Гричука и М. Х. Моносзон; материалы С. Л. Бреслава)
Условные обозначения см. на рис. 1

тарниковые формации (на увлажненных местообитаниях) с участием Betula humilis и B. nana; od/P_2 — сосново-лиственничные и смешанные темнохвойные леса с участием вяза и липы; od/P_3 — сосновые и смешанные елово-широколиственные леса; od/P_4 — березовые и смешанные елово-широколиственные леса (переход к рославльскому климатическому оптимуму).

Для времени рославльского климатического оптимума устанавливается следующая последовательность фаз: od/R_1 — смешанные хвойные леса с очень небольшим участием дуба, липы и вяза; od/R_2 — березовые и смешанные хвойно-широколиственные леса с участием граба; od/R_3 — полидоминантные березово-широколиственные леса богатого видового состава с участием видов берез из секций Costatae, лиственницы, сосны — Pinus cembra и др.; od/R_4 — олигодоминантные березово-широколиственные и хвойные леса; od/R_5 — монодоминантные березовые и смешанные хвойные леса с небольшим участием Quercus robur, Ulmus campestris и Tilia cordata (переходный этап к эпохе последующего оледенения).

Сопоставление описанных фаз последовательных изменений растительного покрова с опубликованными ранее схемами деления одинцовского межледниковья на основании палинологических данных приведено в табл. 2.

А. И. Москвитин (1961) высказал предположение о наличии еще одного, третьего климатического оптимума на протяжении одинцовского межледниковья и предложил для него название «галичский». Однако опубликованные А. И. Москвитиным (см., например, Москвитин, 1976) палинологические данные по разрезу у д. Горки (на северном берегу Галичского озера) и по разрезу на р. Челсме (вблизи Векшинской мельницы к югу от Галича) очень неполны. Отсутствуют данные об участии пыльцы трав и спор и их составе, нет данных о соотношениях пыльцы древовидных и кустарниковых берез и т. д., что исключает возможность фитоценотической расшифровки приведенных диаграмм.

В последнее время были высказаны предположения, что отложения, относящиеся к галичскому оптимуму, возможно, представлены в верхних горизонтах древнеозерских отложений, вскрытых скважинами в районе Москвы — у д. Балашихи (Писарева и др., 1979) и у д. Акулово (Еловичева, 1980). Однако эти предположения не подтверждены анализом имеющихся палеоботанических материалов.

Для выявления состава флоры одинцовского межледниковья нами были обобщены палеоботанические материалы, полученные при изучении пяти основных разрезов: Подруднянский, Шклов (Нижнинский Ров), Костеши, Глазово и Черемошник «В». Ограничение данными только по перечисленным разрезам обусловлено стремлением оперировать палеоботаническими материалами, корреляция которых полностью обеспечена. В отложениях одинцовского межледниковья в целом установлено присутствие 227 видов ныне живущих растений и 16 — вымерших.

По составу это типично лесная флора со значительным участием термофильных элементов. Здесь невозможно привести весь список определенных растений (для первых трех названных разрезов они перечислены в монографии Я. К. Еловичевой, 1979), ограничимся лишь видами древесных пород — наиболее характерного элемента одинцовской флоры, хорошо отражающего ее специфику: Abies, Acer, Alnus glutinosa Gaertn., A. incana (L.) Milld., Betula sect. Costatae, B. humilis Schrank., B. pendula Roth., B. pubescens Ehrh., Carpinus betulus L., Celtis sp., Corylus avellana L., C. colurna L., Fraxinus sp., Larix sp., Picea abies (L.) Karst., P. sect. Omorica, Pinus sect. Cembra, P. silvestris L., P. sect. Strobus, Quercus cerris L., Q conferta Kit., Q. petraea Liebl., Q. pubescens Willd., Q. robur L., Salix, Tilia cordata Mill., T. platyphyllos Scop., T. tomentosa Moench., Ulmus campestris L., U. laevis Pall., U. propinqua Koidz., Viburnum, Zelcova sp.

Таблица 2

Сопоставление схем деления одинцовского межледниковья по палинологическим данным

Стратиграфическое подразделение	Фазы последовательных смен растительного покрова	Палинозона (Шик, 1974)	Фазы развития растительности (Махнач, 1971; Еловичева, 1979)
Глазовский климатический оптимум	od/G_1 — сосновые и березовые леса с участием широколиственных пород (начальный этап межледниковья)	R_1	$Šk_1$ — сосново-березовые и березово-сосновые леса
	od/G_2 — березовые и хвойно-широколиственные леса	R_2	$Šk_2$ — сосново-березовые леса с примесью ели и широколиственных пород
	od/G_3 — полидоминантные широколиственные леса	R_3	$Šk_3$ — широколиственные (дуб, вяз, липа, клен, ясень) леса
	od/G_4 — олигодоминантные широколиственно-хвойные леса	R_4	$Šk_4$ — сосново-широколиственные леса с березой
	od/G_5 — монодоминантные сосновые и березовые леса	R_5	
Подруднянское похолодание	od/P_1 — березовые и хвойные леса и ерниковые формации	R_6	
	od/P_2 — сосново-лиственничные и темнохвойные леса с участием широколиственных пород		$Šk_5$ — сосново-березовые и березово-сосновые леса с елью, нередко с примесью широколиственных пород
	od/P_3 — сосновые и еловые леса	R_7	
	od/P_4 — березовые и хвойно-широколиственные леса		
Рославльский климатический оптимум	od/R_1 — хвойные леса с участием широколиственных пород	R_8	$Šk_6$ — березово-сосновые и сосново-березовые леса с примесью широколиственных пород
	od/R_2 — березовые и хвойно-широколиственные леса		
	od/R_3 — полидоминантные березово-широколиственные леса	R_9	$Šk_7$ — широколиственно-хвойные леса (с грабом) с березой и орешником
	od/R_4 — олигодоминантные березово-широколиственные и хвойные леса		
	od/R_5 — монодоминантные березовые и хвойные леса с широколиственными породами (конечный этап межледниковья)	R_{10}	$Šk_8$ — березово-сосновые леса с елью и небольшой примесью широколиственных пород

Один из основных вопросов, возникающих при рассмотрении материалов по одинцовскому межледниковью,— о характере растительности интервала, разделяющего глазовский (ранний) и рославльский (поздний) климатические оптимумы, т. е. подруднянского похолодания. Недостаточная детальность первоначальной палеоботанической характеристики относящихся к нему отложений приводила к различным толкованиям палеогеографической обстановки на его протяжении. Сравнительно высокое содержание в нижних и верхних слоях пыльцы кустарниковых берез явилось для некоторых исследователей основанием считать, что подруднянское похолодание отражает перигляциальные условия.

Л. Н. Вознячук допускал возможность того, что это похолодание отражает существование оледенения (1966, 1967 и более ранние публикации), а И. Н. Салов прямо обозначал этот интервал как «малое оледенение» (1973 и др.). В настоящее время, когда детально изучен разрез у пос. Подруднянский, а по разрезам Нижнинский Ров и Костеши для отложений времени подруднянского похолодания появились еще и

Таблица 3

Соотношение эколого-фитоценотических групп видов в составе флоры основных горизонтов одинцовского межледниковья (Подруднянский — I, Нижнинский Ров — II) и во флорах перигляциального типа (число видов в %)

Эколого-фитоценотическая группа	Одинцовское межледниковье						Перигляциальная флора	
	глазовский оптимум		рославльский оптимум		подруднянское похолодание		I тип: антавиляйский интерстадиал	II тип: мстинский интерстадиал
	I	II	I	II	I	II		
Лесные мезофиты:								
термофильные	46	41	31	37	18	26	0	0
умеренно термофильные	32	44	45	54	43	45	50	40
микротермы	4	2	3	4	11	7	4	8
Тундровые и северобореальные мезофиты и мезоксерофиты	0	0	0	0	5	4	15	19
Элементы пионерной растительности, мезофиты и ксерофиты	18	11	21	5	23	18	31	24
Галофиты	0	0	0	0	0	0	0	9

палеокарпологические определения, имеется полная возможность внести ясность в этот вопрос.

Прежде всего нужно сказать, что эколого-географический анализ флористических материалов для этого интервала в перечисленных выше разрезах (выполнявшийся по горизонтам, соответствующим растительным фазам) показал отсутствие экологически несовместимых компонентов[6]. Таким образом, можно утверждать, что в этих отложениях отсутствуют переотложенные элементы, способные исказить фитоценотическую интерпретацию имеющихся данных.

Рассмотрение палеоботанических материалов по подруднянскому похолоданию начнем с их флористического аспекта. В табл. 3 по материалам разрезов Подруднянский и Нижнинский Ров (Еловичева, 1979) показано соотношение числа видов по главным эколого-фитоценотическим группам в составе флоры основных горизонтов одинцовского межледниковья. Для сравнения в таблице приведены аналогичные данные для типичной перигляциальной флоры эпохи валдайского оледенения. Так как состав перигляциальных флор первой половины ледниковых эпох (I тип) и второй половины (т. е. времени деградации оледенения) (II тип) разный, то в таблице характеристики их приведены раздельно. Использованы данные по конкретным флорам антавиляйского и мстинского интерстадиалов (Гричук и др., 1969).

Данные таблицы показывают, что соотношения эколого-фитоценотических групп во флорах разрезов Подруднянский и Нижнинский Ров достаточно близки, несколько различаются они главным образом за счет разного участия видов пионерной растительности. Очевидно, здесь явно проявляются различия эдафических условий, в которых шло накопление осадков в этих пунктах. Из сопоставления цифр табл. 3 видно, что несмотря на определенные различия в участии лесных мезофильных макротермов, флора подруднянского похолодания относится к тому же

[6] В этой связи можно указать, например, что ареалы таких видов, как Ulmus scabra, Tilia cordata, Quercus robur и др., перекрываются с ареалами Betula humilis и B. nana на обширном пространстве в бассейнах Верхней Волги, Западной Двины (в их северных частях), Волхова, Сухоны и Вычегды. Это находит отражение в спорово-пыльцевых спектрах верхних горизонтов торфа болот на этой территории. Так, на диаграмме Осеченского болота, расположенного в 16 км к юго-востоку от Вышнего Волочка, суммарное содержание пыльцы кустарниковых берез достигает 11% при сумме пыльцы широколиственных пород до 5% (Нейштадт и др., 1965).

лесному типу, что и флоры климатических оптимумов, и никак не может быть отождествлена с перигляциальными флорами, существенно отличающимися от нее по всем приведенным показателям.

На пыльцевых диаграммах разрезов Подруднянский и Нижнинский Ров в горизонтах, относящихся к подруднянскому похолоданию, обращает на себя внимание высокое содержание пыльцы полыней и маревых. Это обстоятельство также служило основанием для предположения о перигляциальном характере флоры данного интервала. Однако необходимо отметить, что не менее высокое содержание этих компонентов фиксируется и в горизонтах с господством термофильных лесных элементов, соответствующих климатическим оптимумам этого межледниковья. Отсюда следует вывод, что высокое содержание пыльцы полыни и маревых объясняется не столько климатическими условиями, сколько эдафическими — уже отмеченным наличием в ближайшем соседстве с водоемами, где шла седиментация этих отложений, обнаженных склонов, способствовавших развитию пионерной растительности.

Полную ясность в этот вопрос вносят результаты видовых определений пыльцы растений (выполненных М. Х. Моносзон), образующих группировки пионерной растительности в отложениях подруднянского похолодания в разрезе у пос. Подруднянский. В них полностью отсутствуют те микротермные виды континентального склада, которые так характерны для перигляциальных флор (см. Гричук и др., 1969). Отсутствуют здесь также и галофиты. Таким образом, пионерная растительность времени подруднянского похолодания по видовому составу существенно отличается от пионерных группировок, возникавших в перигляциальных условиях.

Для оценки палеоботанических материалов по подруднянскому похолоданию с фитоценотических позиций важны данные ареалогического анализа, выполненного Я. К. Еловичевой по результатам исследования разрезов Нижнинский Ров и Костеши. Для Костешей ближайшим аналогом ископаемой флоры оказалась современная флора Молого-Шекснинской низменности и прилегающих участков бассейна верховий Северной Двины; для разреза Нижнинский Ров — флора Северных Увалов, Вятско-Камской низменности и бассейна Верхней Печоры. Оба эти района располагаются в области среднетаежных лесов.

Показательно, что и в других разрезах, где представлены горизонты, относящиеся к подруднянскому похолоданию, фиксируется лесная растительность бореального облика, часто с небольшим участием широколиственных пород [7].

Все сказанное свидетельствует о том, что интервал, разделяющий время существования глазовского и рославльского климатических оптимумов, не является отражением какого-то «эмбрионального», не развившегося, оледенения. На его протяжении в центральной части Русской равнины существовала типичная лесная растительность северобореального облика. Отмеченное же в некоторых горизонтах относительно высокое содержание пыльцы кустарниковых берез отражает присутствие в составе растительного покрова этого интервала «ерниковых» формаций с участием Betula humilis и B. nana, широко развивающихся в северотаежной зоне на участках с избыточным грунтовым увлажнением.

Таким образом, у нас нет никаких оснований рассматривать глазовский и рославльский климатические оптимумы как относящиеся к двум разным, т. е. самостоятельным, межледниковьям. Подруднянское похолодание мы должны расценивать как эпизод климатической депрессии внутри одной межледниковой эпохи.

Вторым по значимости является вопрос о различиях флоры и растительности, существовавших на протяжении глазовского и рославльского оптимумов.

---

[7] Некоторые авторы настоящей монографии считают, что похолодание между глазовским и рославльским климатическими оптимумами было более значительным, чем это предполагают В. П. Гричук и Э. М. Зеликсон. (*Прим. ред.*).

Данные по разрезу Нижнинский Ров показывают, что в отложениях, относящихся к глазовскому оптимуму, определено 84 ныне живущих вида, в отложениях рославльского оптимума — 79. Общими для обоих флор являются 60 видов. Коэффициент Экмана (показатель сходства) для них равняется 76. Для разреза Подруднянский коэффициент Экмана имеет еще большее значение — 80. Таким образом, сходство этих флор следует расценивать как очень высокое.

Так как флоры обоих оптимумов типично лесные, рационально сравнить состав лесообразующих древесных пород, поскольку именно они в основном определяют облик флоры. При рассмотрении данных по разрезам Глазово, Костеши, Черемошник «В», Подруднянский, Нижнинский Ров и др. обращает на себя внимание то обстоятельство, что флора рославльского оптимума несколько беднее: если во флорах, относящихся к глазовскому оптимуму, зарегистрировано 24—27 таксонов, то во флорах рославльского оптимума — только 15—21, т. е. примерно на $^1/_4$ меньше. Весьма существенно то, что во флорах рославльского оптимума отсутствуют многие субсредиземноморские элементы: Zelcova sp., Tilia tomentosa Moench., Picea sect. Omorica, Quercus cerris L. Это не связано со сколько-нибудь существенными изменениями термических условий: во флоре рославльского оптимума продолжают сохраняться не менее термофильные виды: Carpinus betulus L., Quercus pubescens Willd. и др. Очевидно, различия флоры этих оптимумов связаны с изменениями формационного состава лесной растительности.

Отмеченные различия не меняют того основного положения, что в целом флоры, установленные в отложениях глазовского и рославльского оптимумов, очень близки. Учитывая характер флоры подруднянского похолодания, относящейся к тому же лесному типу, мы имеем все основания рассматривать флору одинцовского межледниковья как единое целое, в принципе адекватное флорам лихвинского или микулинского межледниковья.

Стратиграфическое положение одинцовского межледниковья. Вопрос о стратиграфическом положении одинцовского межледниковья может быть решен только путем определения положения одинцовской флоры в возрастном ряду межледниковых флор центральной части Русской равнины. Так как флоры некоторых стратиграфических горизонтов охарактеризованы еще фрагментарно, всестороннее обоснование возрастного ряда может быть дано только в отношении трех флор: лихвинской, одинцовской и микулинской. Такое ограничение не мешает решению основного предмета дискуссии последних лет — о стратиграфическом соотношении лихвинского и одинцовского межледниковий. Как известно, Л. Н. Вознячук, а затем и ряд других исследователей выдвинули положение о том, что в противоположность широко принятому представлению одинцовское (рославльское, шкловское) межледниковье предшествует лихвинскому и, таким образом, одинцовская флора более древняя, чем лихвинская.

Для построения возрастного ряда ископаемых позднекайнозойских флор основным, естественно, является вопрос о критериях определения их относительного возраста.

Еще в 20-е годы основоположники палеокарпологии супруги К. и Э. Рид (Reid C., Reid E., 1916) ввели в качестве такого критерия оценку роли (в %) экзотических видов в составе характеризуемой флоры. Но уже в 30-х годах П. А. Никитин (1928) при изучении ископаемых флор Воронежской области пришел к выводу о необходимости расширить круг возрастных признаков. Он устанавливал в составе экзотического элемента раздельно роль восточноазиатских и североамериканских видов (в %) и отдельно роль вымерших видов (также в %). В. Шафер — основоположник польской школы палеокарпологов — пользовался еще более сложной системой из четырех критериев (Szafer, 1946). Использование этой уточненной методики требует, конечно, дополнительной обработки большого объема флористико-географической

Схема

Критерии для корреляции и определения относительного возраста интергляциальных флор

(по В. П. Гричуку, 1978, с дополнениями)

Критерии для корреляции в пределах историко-флористического района

1. Специфические особенности последовательных изменений растительности на протяжении межледниковой эпохи (устанавливается путем анализа спорово-пыльцевых диаграмм).
2. Положение района — центра современной концентрации видов, определенных в отложениях фазы максимальной выраженности климатического оптимума.
3. Состав показательных видов (по данным палинологического и карпологического анализов отложений времени климатического оптимума).

Критерии для корреляции в пределах историко-флористического региона

4. Состав родов древесных пород во флоре времени климатического оптимума и соотношение их географических групп.
5. Состав и соотношение географических элементов флоры времени климатического оптимума (по данным палинологического и карпологического анализов).

Критерии для установления возрастного соотношения флор межледниковых эпох

информации с привлечением обширной специальной литературы. При этом, несомненно, обеспечивается значительно бóльшая достоверность стратиграфического вывода, чем в тех случаях, когда используется лишь один количественный показатель — процент экзотов.

Учитывая специфику палеоботанической информации, получаемой при совместном использовании результатов спорово-пыльцевого и карпологического анализов, В. П. Гричук (1978) разработал систему взаимосвязанных, но независимых критериев для корреляции и определения относительного возраста межледниковых флор (схема). В предлагаемую систему критериев показатель «участие экзотов» не входит. Это сделано по следующим соображениям. Понятие «экзотический вид» очень широк — это любой вид, отсутствующий в настоящее время в районе, где находится изучаемый разрез. Поэтому в составе какой-либо ископаемой флоры, например из центральной Белоруссии, в группу экзотов с равным основанием должен быть отнесен и восточноазиатский Potamogeton malainus Miq., и обитающий в соседней Литве P. filiformis Pers. Для дифференциации таких элементов, имеющих явно различное значение для оценки возраста характеризуемой флоры, Н. Я. Кац и С. В. Кац (1961) предложили различать «региональные экзоты» (виды, обитающие за пределами Европы) и «локальные экзоты» с подразделением последних на три подгруппы в зависимости от их распространения по отношению к району исследования. Целесообразность такой дифференциации экзотов очевидна, и она довольно широко вошла в практику палеокарпологических исследований. При таком раздроблении «экзоты» вполне укладываются в рамки более универсальной системы разделения флоры на географические элементы.

Традиционно используемый в работах по четвертичной геологии признак «сходство пыльцевых диаграмм» при решении проблемы построения возрастного ряда межледниковых флор не может быть использован. Пыльцевые диаграммы, отражающие последовательные изменения состава растительности на протяжении характеризуемого отрезка времени, имеют исключительно важное значение для корреляции межледниковых отложений и прежде всего для сопоставления со стратотипами. Но, взятые сами по себе, они не несут отчетливых признаков возраста отложений.

При анализе состава флор миграционного типа (к которому относятся плейстоценовые флоры Русской равнины) всегда возникает вопрос: в какой мере они являются отражением общего исторического процесса становления флор лесной области внетропической Евразии и не сказывается ли здесь контролирующее влияние локальных климатических условий Русской равнины в разные межледниковые эпохи. Ответ на этот вопрос дает прежде всего анализ флористических материалов по районам-рефугиумам на юге Европы. Соответствующие данные опубликованы во многих исследованиях и в обобщенном виде приведены В. П. Гричуком с соавт. (1964). Этот анализ показывает, что состав межледниковых флор Русской равнины отражает общие изменения флоры юга Европы. Сходство же изменений состава межледниковых флор, например на территории Нидерландов, в бассейне Нижней Камы и Средней Волги, свидетельствует о том, что особенности климатических условий Русской равнины в разные межледниковья не вносили сколько-нибудь существенных корректив в этот процесс.

Учитывая поставленную задачу настоящей работы, ограничимся рассмотрением материалов, относящихся к трем последним критериям, указанным в схеме. Они обобщены в табл. 4—8 по палинологическим и палеокарпологическим данным следующих конкретных флор:

Брестский горизонт и верхний плиоцен: 1: а — Балажевичи (Махнач, 1977), б — Даумантай (Кондратене, 1972); 2 — Дворец (Махнач и др., 1970; Величкевич, 1975); 3 — Холмеч (Махнач и др., 1970); 4 — Корчево (Вознячук и др., 1977).

Налибокское межледниковье: 5 — Мостки (Махнач, Матвеев, 1968); 6 — Печи (Вознячук, Пузанов, 1967); 7 — Малое Быково (Цапенко, Махнач, 1959).

Лихвинское межледниковье: 8 — Лихвин (Сукачев, 1958; Ананова, Культина, 1965; Дорофеев, 1960; Гричук, 1961а, б, дополнительные определения пыльцы и спор Э. М. Зеликсон); 9 — Малая Александрия (Махнач и др., 1969; Величкевич, 1971); 10 — Руба (Крутоус, 1974); 11 — Верховье-I (Величкевич, 1971); 12 — Старые Стайки (Махнач, 1961; Крутоус, 1974).

Одинцовское межледниковье: 13 — Подруднянский (Гричук, 1961а, б, дополнительные определения пыльцы и спор Э. М. Зеликсон и М. Х. Моносзон); 14 — Шклов (Еловичева, 1979; Величкевич, 1973); 15 — Глазово (Гричук, Моносзон, 1962, дополнительные определения Э. М. Зеликсон и Ф. Ю. Величкевича); 16 — Костеши (Еловичева, 1979); 17 — Обухово (Величкевич, 1971); 18 — Черемошник «В» (Гричук и др., 1973).

Микулинское межледниковье: 19 — Микулино (Гричук, 1961а, б; Дорофеев, 1963, дополнительные определения Э. М. Зеликсон); 20 — Мурава (Цапенко, Махнач, 1966; Дорофеев, 1963; Величкевич, 1973); 21 — Боярщина (Гричук, 1961; Дорофеев, 1963); 22 — Чериков (Величкевич, 1971); 23 — Верх. Немыкари (Величкевич, 1973); 24 — Лоев (Величкевич, 1973); 25 — Левина Гора (Горлова, 1968б); 26 — Черемошник «А» (Гричук и др., 1973; Горлова, 1968а); 27 — Якиманка (Метельцева, Сукачев, 1962).

Голоцен: 28 — Оболь (Нейштадт, 1957); 29 — Зимник (Нейштадт, 1957); 30 — Сомино (Нейштадт, 1957).

Одним из важных критериев при установлении возрастного соотношения флор межледниковых эпох является состав показательных видов (табл. 4).

Рассматриваемые виды четко делятся на три группы: I группа (8 таксонов) фиксируется только в составе лихвинских флор, II (11 таксонов) — представлена только в лихвинских и одинцовских флорах и лишь III группа (6 таксонов) присутствует во флорах всех трех межледниковий. Большинство таксонов I группы — типичные компоненты и плиоценовых флор Белоруссии; их присутствие только в составе лихвинской флоры, очевидно, может быть объяснено лишь ее большей древностью по сравнению с одинцовской. Все перечисленные в таблице виды чужды современной флоре центральной части Русской равнины и, таким образом, представляют собой экзотический элемент в составе межледниковых флор. С этой точки зрения, изменение общего количества их в составе флоры перечисленных межледниковий также характеризует положение последних в возрастном ряду.

Состав родов лесообразующих древесных пород во флорах шести стратиграфических горизонтов представлен в табл. 5. Включенные в таблицу флоры образуют очень четкий последовательный ряд прежде всего по уменьшению общего числа представленных в них родов лесооб-

Таблица 4

Состав показательных видов во флорах межледниковых отложений северо-западной и центральной частей Русской равнины (таксоны, определяемые по спорам и пыльце)

Группа видов	Таксоны	Межледниковая эпоха		
		лихвинская	одинцовская	микулинская
I	Buxus sempervirens L.	+		
	Coniogramma fraxinea (D. Don) Diels	+		
	Fagus orientalis Lipsky	+		
	Ilex aquifolium L.	+		
	Juglans cf. regia L.	+		
	Pterocarya cf. fraxinifolia (Lem.) Spach.	+		
	Taxus baccata L.	+		
	Tsuga sp.	+		
II	Azolla filiculoides Lam.	+	+	
	Betula sect. Costatae	+	+	
	Celtis sp.	+	+	
	Corylus colurna L.	+	+	
	Osmunda claytoniana L.	+	+	
	Picea sect. Omorica	+	+	
	Pinus sect. Strobus	+	+	
	Tilia tomentosa Moench.*	+	+	
	Ulmus propinqua Koidz.	+	+	
	Vitis sp.	+	+	
	Zelcova sp.	+	+	
III	Carpinus betulus L.	+	+	+
	Osmunda cinnamomea L.	+	+	+
	Quercus petraea Liebl.	+	+	+
	Q. pubescens Willd.	+	+	+
	Tilia platyphyllos Scop.	+	+	+
	Typha minima Funk.	+	+	+
	Общее число таксонов	25	17	6

* По определениям семян этот вид указывается и в более молодых отложениях.

разующих древесных пород: от 25 родов в брестском горизонте до 10 — в голоцене. Обращает на себя внимание наличие резкого скачка при переходе от лихвинской к одинцовской флоре. На этом рубеже выпадают шесть очень специфических родов: Tsuga, Taxus, Pterocarya, Juglans, Fagus, Ilex, присутствие которых в лихвинской флоре хорошо подчеркивает ее общность с флорами более древних горизонтов.

Распределение по географическим группам родов, представители которых присутствуют во флорах рассматриваемых стратиграфических горизонтов, показано в табл. 6. Дендрофлора одинцовского межледниковья, включающая в себя представителей только одной экзотической группы, занимает промежуточное положение между флорой микулинского межледниковья, полностью лишенной этих элементов, и флорой лихвинской, содержащей, как и флора более древнего межледниковья, две экзотические группы.

Состав и соотношение основных элементов флоры рассчитаны только для трех наиболее полно охарактеризованных флор: лихвинской, одинцовской и микулинской. Результаты обработки данных по 16 конкретным флорам представлены в табл. 6. При составлении таблицы учтено одно важное обстоятельство, которое ранее не принималось во внимание. Подавляющее большинство видов водных растений (гидрофитов и гелофитов) флоры СССР занимает обширные, сплошные или

диффузные, панголарктические или плюриконтинентальные ареалы в противоположность видам плакорных местообитаний, среди которых количество видов с такими ареалами сравнительно невелико. В составе каждой современной конкретной флоры суммарная роль видов водных растений сравнительно невелика, порядка 10—15%. Наряду с этим в ископаемых флорах, характеризуемых по результатам карпологического анализа, в силу селективности тафофлоры остатки водных растений обычно преобладают. В таких полно изученных по макроостаткам флорах, как принеманская или лихвинская, водные растения составляют 41—45% (Якубовская, 1976).

Естественно, что количественные соотношения географических элементов в таких селективных флорах будут не адекватны флоре, реально существовавшей на данной территории в данную эпоху. Для устранения вызываемых этой причиной отклонений в соотношениях географических элементов, слагающих ископаемые флоры, в табл. 7 эти соотношения рассчитаны раздельно для групп наземных и водных растений. Как и можно было ожидать, роль видов 1-й группы (космополитический и диффузно-рассеянный элементы) в составе водных растений почти в 3 раза превышает участие последних в группе наземных растений, а в противоположность этому роль видов 3 и 4-й групп (имеющих решающее значение для оценки относительного возраста флоры) уменьшена в 2—3 раза.

Сопоставляя цифры, характеризующие участие в составе наземных растений североамериканского, восточноазиатского и балкано-колхидского элементов (регрессирующая тенденция) и европейского элемента (прогрессирующая тенденция), мы видим, что они вполне определенно располагаются в возрастной ряд: лихвинская флора является его древнейшим членом, микулинская — наиболее молодым, а одинцовская флора занимает промежуточное положение.

В составе водных растений аналогичное распределение количественных значений роли элементов фиксируется лишь в отношении 3-й группы, в участии европейского элемента (4-я группа) закономерность отсутствует. Очевидно, не в малой степени здесь сказывается и то, что процентные вычисления имеют лишь приближенный характер, поскольку рассчитаны из небольшого числа определений (52—59 видов).

Рассмотрим материалы еще по одному критерию оценки относительного возраста ископаемых флор, которым систематически пользовались в своих работах П. А. Никитин (1928) и В. Шафер (Szafer, 1946), — состав и количественное участие вымерших видов. С этой целью в табл. 8 показано распределение по стратиграфическим горизонтам систематически встречающихся (отмечены не менее чем в 2—3 флорах) вымерших видов, а также их общее количество, установленное в отложениях каждого горизонта. Для составления таблицы использованы данные по 16 конкретным флорам, опубликованные в последние годы П. И. Дорофеевым, Ф. Ю. Величкевичем, Т. В. Якубовской и Э. А. Крутоус.

Анализ таблицы показывает, что флоры рассматриваемых горизонтов располагаются в строго последовательный ряд как по составу установленных в них вымерших видов, так и по их общему количеству. Изменение числа вымерших видов от 28 в лихвинской флоре до 16 в одинцовской и 6 в микулинской не может быть отнесено за счет разной степени их изученности: общее число установленных в составе флор видов достаточно велико и главное — сходно (210—240 видов). По обоим этим показателям флора одинцовского межледниковья занимает промежуточное возрастное положение между лихвинской и микулинской флорами. Это подтверждается и соотношением видов, общих лихвинской флоре и флоре верхнего плиоцена, с одной стороны, и флоре лихвинской и одинцовской — с другой. Эти соотношения особенно важны, если стать на точку зрения Ф. Ю. Величкевича о филогенетических линиях развития в родах Potamogeton, Najas и др. (1979а). Таким

Таблица 5

Родовой состав дендрофлоры межледниковых отложений (фаза климатического оптимума) северо-западной и центральной частей Среднерусской возвышенности (по данным пыльцевого и карпологического анализов)

Стратиграфическое подразделение	Eucommia	Carya	Castanea	Myrica	Pterocarya	Juglans	Tsuga	Taxus	Fagus	Ilex	Larix	Abies	Celtis
Голоцен													
Микулинский													
Одинцовский											+	+	+
Лихвинский					+	+	+	+	+	+	+	+	+
Налибокский				+	+	+	+	+?	+	+	+	+	+?
Брестский и верхний плиоцен	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

образом, и данные о вымерших видах не дают оснований считать одинцовскую флору более древней, чем лихвинская.

Вопрос о стратиграфических соотношениях одинцовского и лихвинского межледниковья обострился в последние годы в связи с публикацией результатов бурения в районе д. Акулово (юго-западнее г. Одинцово) и полученных палеоботанических материалов по межморенной древнеозерной толще (Бреслав и др., 1979; Величкевич, 1979б). Авторы этих публикаций, рассматривающие результаты изучения керна скв. 4, считают, что эта толща состоит из двух самостоятельных горизонтов, разделенных горизонтом размыва, полностью уничтожившим отложения целой ледниковой эпохи. Нижний горизонт (глубина 21,5—22,7 м) по палинологическим и карпологическим материалам довольно уверенно датируется одинцовским межледниковьем. Верхний же горизонт (глубина 15,6—18,5), в нижней части которого, по данным М. Н. Валуевой (Бреслав и др., 1979), присутствует до 8% пыльцы Abies и до 11% — Carpinus, а Ф. Ю. Величкевичем определены остатки Najas goretskyi Dorof., Aracites interglacialicus Wieliczk., Myriophyllum spinulosum Dorof., авторы относят к лихвинскому межледниковью. Из этого делается вывод, что последнее межледниковье является более молодым, чем одинцовское. Этот вывод нельзя считать обоснованным, поскольку он опровергается даже данными, приводимыми самими авторами. Прежде всего, опубликованная диаграмма показывает, что во время накопления слоев с пихтой и грабом в растительном покрове господствовали формации, образованные березой и сосной, в то время как для всех разре-

Таблица 6

Распределение по географическим группам родов древесных пород, представленных в ископаемых флорах северо-западной и центральной частей Русской равнины

Стратиграфическое подразделение	Входят в состав местной флоры		Чуждые современной местной флоре			Число представленных групп
	голарктическая	американо-евразиатская	американо-средиземно-азиатская	американо-восточноазиатская	восточноазиатская	
Голоцен	+	+				2
Микулинский	+	+				2
Одинцовский	+	+	+			3
Лихвинский	+	+	+	+		4
Налибокский	+	+	+	+		4
Брестский и верхний плиоцен	+	+	+	+	+	5

Zelcova	Carpinus	Picea	Pinus	Betula	Tilia	Alnus	Corylus	Quercus	Ulmus	Fraxinus	Salix	Использованные конкретные флоры
		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	29, 30, 31
	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	19, 20, 27
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	13, 14, 15, 16
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	8, 9, 12
+?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	5, 6, 7
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	1а, б, 2, 3

зов лихвинских отложений устанавливается господство темнохвойных формаций. Эти различия хорошо видны при сравнении пыльцевых диаграмм лихвинского разреза и разреза скв. 4 в интервале глубин 16,5—18,5 м, приведенных на рис. 7. Кроме того, на всех диаграммах разрезов лихвинских отложений в центральном районе Русской равнины отчетливо прослеживается и такая закономерность: при увеличении содержания пыльцы пихты и граба идет уменьшение содержания пыльцы ели (т. е. еловые формации замещаются пихтово-грабово-еловыми), при уменьшении их участия в вышележащих слоях содержание пыльцы ели увеличивается. На диаграмме скв. 4 вполне определенно выявляется синхронное изменение содержания пыльцы этих трех пород. Имеются и другие, более мелкие различия. Таким образом, нет никаких оснований говорить о сходстве этих диаграмм.

Таблица 7

Состав и соотношение (в %) основных групп географических элементов в межледниковых флорах (рассчитаны по коллективным флорам)

Группа географических элементов	Межледниковая флора		
	лихвинская	одинцовская	микулинская
Наземные растения			
1. Космополитический и диффузно-рассеянный	10	10	11
2. Голарктический, евразиатский и евро-американский	61	64	64
3. Североамериканский, восточноазиатский и балкано-колхидский	13	6	2
4. Европейский	16	19	22
5. Сибирский	0	1	1
Число учтенных видов	136	168	150
Водные растения (гидрофиты и гелофиты)			
1. Космополитический и диффузно-рассеянный	33	27	31
2. Голарктический, евразиатский и евро-американский	52	63	58
3. Североамериканский, восточноазиатский и балкано-колхидский	7	3	2
4. Европейский	8	7	9
Число учтенных видов	52	59	55
Число учтенных конкретных флор	5	5	
Номера (по общему списку)	8—12	14—18	19—21, 26—27

Таблица 8

Распределение по горизонтам систематически встречающихся ископаемых видов в северо-западной части Среднерусской возвышенности

Ископаемый вид	Стратиграфическое подразделение			
	нижний плейстоцен и верхний плиоцен	лихвинский горизонт	одинцовский горизонт	микулинский горизонт
Potamogeton goretskyi	+			
P. borysthenicus Dorof.	+			
P. perforatum Wieliczk.	+			
Alisma plantago — minima Nik.	+			
Myriophyllum praespicatum Nik.	+	+		
Ranunculus sceleratoides Nik.	+	+		
Potamogeton premaackianus Wieliczk.	+	+		
Aracites interglacialicus Wieliczk.	+	+		
Potamogeton pseudotrichoides Wieliczk.		+		
Najas borysthenica		+		
N. bogolubovii Sukacz.		+		
Aracispermum johnstrupii (Hartz.) Nikit.		+		
Euryale europea Web.		+		
Myriophyllum spinulosum Dorof.		+		
Trapa miki (Scafer) Jakub.		+		
Potamogeton dvinensis Wieliczk.	+	+	+	
P. sarjanensis Wieliczk.	+	+	+	
Eleocharis pseudoovata Dorof.	+	+	+	
Najas macrosperma Wieliczk.		+	+	
Hypericum pleistocenicum Wieliczk.		+	+	
Nymphaea cinerea Wieliczk.		+	+	
Najas lithuanica Riskiene			+	
Euryale bielorussica Wieliczk.			+	
Azolla interglacialica Nikit.		+	+	
Brasenia borysthenica Wieliczk.		+	+	
Aldrovanda dokturovskii Dorof.		+	+	+
Najas goretskyi Dorof.	+	+	+	+?
Potamogeton dorofeevii Wieliczk.		+	+	+
Brasenia holsatica (Web.) Weber				+
Myriophyllum microcarpum Dorof.				+
Lycopus intermedius Dorof.				+
Общее число ископаемых видов	50	28	16	6
Общее число определенных видов	200	210	240	228
Использованные конкретные флоры	2, 3, 4	8, 9, 10, 11, 12	14, 16, 17	19, 20, 23, 24, 25

Но значительно более важным является другое обстоятельство. Карпологический анализ (Величкевич, 1979б) маломощного горизонта торфа (глуб. 18,25—18,70 м) показал присутствие в этом горизонте остатков ряда экологически несовместимых видов: например, наряду с типичным тундровым Sparganium hyperboreum Laest. здесь определены распространенные только в зоне широколиственных лесов Европы Potamogeton acutifolius Link и Ceratophyllum submersum L. и т. д. Присутствие экологически несовместимых видов установлено и по палинологическим материалам. М. Х. Моносзон по видовым определениям пыльцы и спор в трех образцах из нижней, средней и верхней частей толщи отложений, которым С. Л. Бреслав и его соавторы приписывают лихвинский возраст (глубина 16,4—18,5 м, скв. 4), установила присутствие 29 таксонов. Эти достаточно представительные флористические материалы, дополняемые определениями Ф. Ю. Величкевича, позволили вполне корректно про-

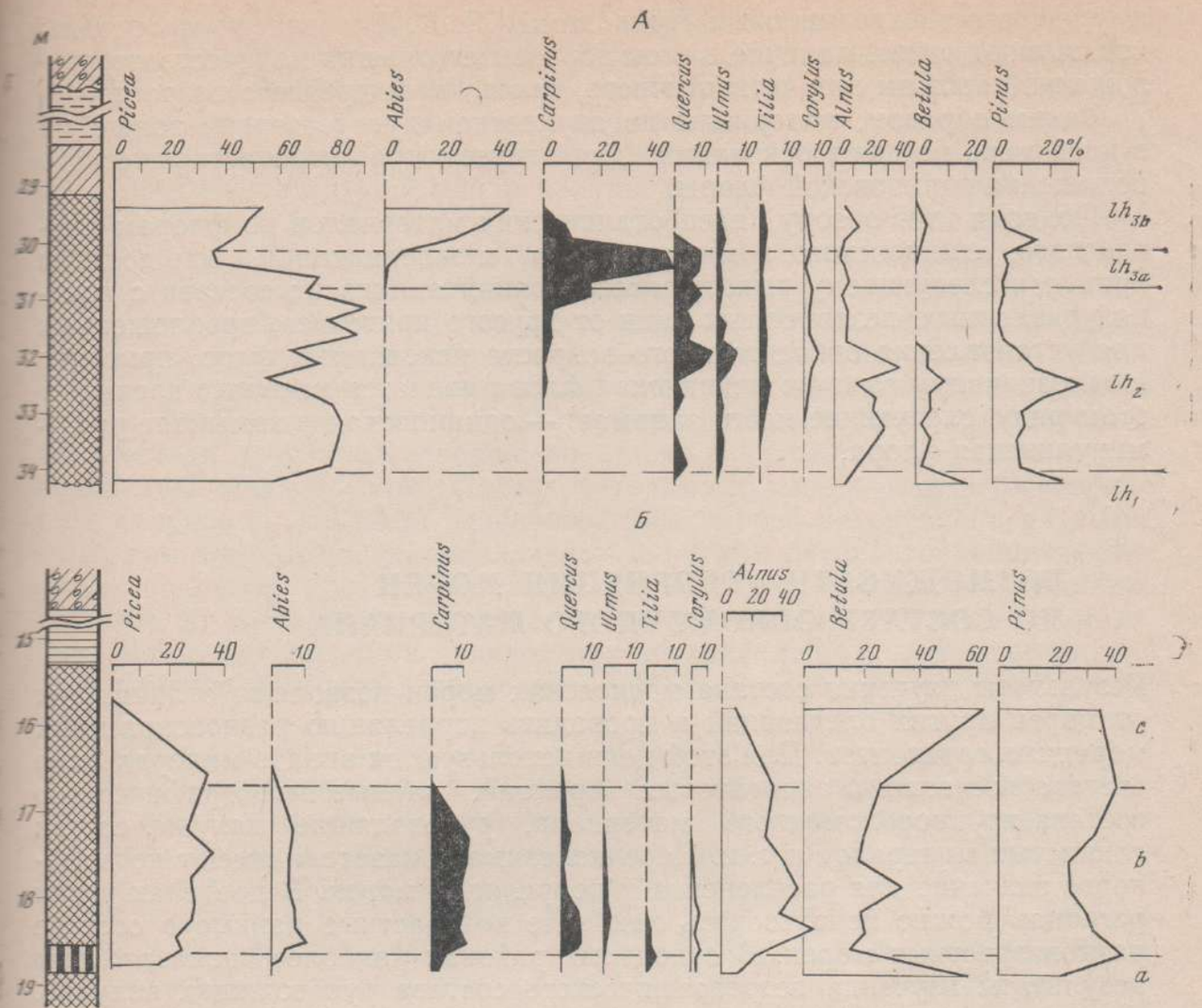


Рис. 7. Пыльцевые диаграммы озерных отложений у г. Лихвин (*А*, анализы В. П. Гричука, 1961) и верхней озерной толщи по скв. 4 у д. Акулово (*Б*, Бреслав и др., 1979)

Условные обозначения см. на рис. 1

вести их эколого-географический анализ по методике В. П. Гричука (1969) [8]. Этот анализ с полной определенностью показал, что пыльца всех определенных в этой толще термофильных элементов, а также пихты находится во вторичном залегании. Эта пыльца, как и семена Araci-tes integlacialicus Wieliczk. и др., очевидно, переотложена из размывавшихся лихвинских отложений, которые известны во многих пунктах Подмосковья (ближайшее местонахождение — в районе Рублево, несколько севернее Одинцово).

Существенное значение в данном вопросе имеют и материалы Я. К. Еловичевой (1980), анализировавшей керн дублирующей, расположенной на расстоянии 1,5 м, скв. 5. Из приведенных на спорово-пыльцевой диаграмме данных следует, что между временем накопления отмеченных двух горизонтов никаких следов сколько-нибудь длительного перерыва не фиксируется, не говоря о перерыве длительностью в целую ледниковую эпоху. Кроме того, устанавливается, что участие тех элементов спорово-пыльцевых спектров, которым С. Л. Бреслав с соавторами придавали решающее значение для отнесения этих отложений к лихвинскому межледниковью, по керну скв. 5 еще меньше: Abies — до 6%, Carpinus — до 5%. В целом, отрезки диаграммы, в которых присутствуют пихта и граб, совершенно не сопоставимы с диаграммами отложений

[8] Эффективность этого метода при выделении переотложенных компонентов показана и при определении стратиграфического положения отложений у д. Горелово (Валуева и др., 1979).

лихвинского межледниковья. Приводимые Я. К. Еловичевой материалы показывают также наличие в этом горизонте больших количеств переотложенной пыльцы как четвертичного, так и более древнего возраста.

Таким образом, материалы по акуловской древнеозерной толще ни в коей мере не дают оснований для пересмотра стратиграфического положения одинцовской флоры.

Подводя итог обзору палеоботанических материалов по флорам лихвинского, одинцовского и микулинского межледниковий, мы должны прийти к следующему выводу: всесторонний анализ их состава с позиций различных, независимых один от другого критериев, предложенных для установления относительного возраста ископаемых флор, приводит к однозначному выводу: лихвинская флора является наиболее древней в этом ряду, следующее место занимает — одинцовская и замыкает ряд — микулинская флора.

ВОЗМОЖНОСТИ КОРРЕЛЯЦИИ МОРЕН ПО СОСТАВУ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Результаты изучения состава московских морен позволяют отличать их от морен других оледенений и проводить корреляцию разновозрастных моренных горизонтов. Для этой цели используются анализ минерального состава песчаных и алевритовых фракций, данные петрографического состава крупнообломочного материала, руководящие валуны, состав глинистых минералов и т. п. Перечисленные показатели имеют неодинаковое значение для расчленения и корреляции морен. В пределах узких регионов можно использовать наиболее контрастные данные о составе разновозрастных морен. В отдельных районах наиболее показательны результаты изучения петрографического состава руководящих валунов. Иногда весьма показательными могут быть также данные об акцессорных тяжелых и глинистых минералах. Например, на территории Южной Прибалтики разновозрастные морены весьма эффективно расчленяются и коррелируются по содержанию петрогенетических групп обломков галечных и гравийных фракций и руководящих валунов (Гайгалас, 1979). Несколько хуже расчленение и корреляция проводятся по акцессорным минералам мелкопесчаной и алевритовой фракций и по глинистым минералам.

На территории Южной Прибалтики московские морены узнаются по максимальному количеству доломитовых обломков в галечных и гравийных фракциях, а также по наличию руководящих валунов кристаллических пород Северной Швеции и дна Ботнического залива. Для московских морен на этой территории типичны рапакивы и гранофиры Родо, порфиры Ально, ботнические порфиры и гранофиры, а также сопровождающие их породы. По этим признакам московские образования Южной Прибалтики уверенно отличаются от более древних — днепровских и более молодых — валдайских.

Аналогичные критерии расчленения и корреляции морен обнаруживаются и в других районах московского оледенения Русской равнины, хотя детальность изучения вещественного состава морен здесь очень неравномерна и часто недостаточна. Однако выявленные местные признаки для прямой корреляции морен разных районов использовать нельзя. Некоторые литостратиграфические критерии имеют ограниченный местный характер (локальные компоненты). Они обусловлены локальными особенностями подстилающих пород, динамическими единицами ледниковых покровов, имевших ограниченное площадное развитие, и т. п. Другие признаки состава связаны с центрами ледниковой денудации (эрратические компоненты). Они имеют более широкое площадное распространение, и по ним корреляцию морен можно проводить на более значительных расстояниях. Однако эти признаки также связа-

ны с определенным районом или сектором московского оледенения. Поэтому использовать результаты изучения состава морен для межрайонной или межрегиональной их корреляции нужно очень осторожно, учитывая закономерности и тенденции площадного изменения состава обломков. В моренах московского оледенения Русской равнины отдельные эрратические руководящие валуны распространены веерообразно. Вершина веера (конуса) располагается у выхода соответствующих коренных пород на территории Балтийского кристаллического щита. Предельная граница расширенной части веера (раструба) совпадает с пределом распространения московского ледникового покрова. На площади московского оледенения вееры отдельных руководящих валунов сменяются с юго-запада на северо-восток, частично накладываясь один на другой. Аналогичная смена вееров руководящих валунов наблюдается и по площади других оледенений, но только с некоторым смещением по сравнению с московским. Последовательность смены вееров руководящих валунов по площади разновозрастных морен обусловлена разными центрами оледенений, направлениями и путями распространения ледниковых покровов. Учет закономерностей изменения состава руководящих валунов по площади оледенений Русской равнины позволяет использовать метод руководящих валунов для межрайонной или межрегиональной корреляции морен в пределах всей площади скандинавского оледенения.

Разная степень дифференциации обломочного материала морен отражает дальность проявления ледниковой экзарации. По результатам изучения состава морен определяются пути и направления движения московского ледника, очаги экзарации, площади распространения ледниковых потоков, лопастей и языков, зоны их сочленения и т. п.

Наиболее контрастно состав валунов меняется в моренах разных потоков, которые отличаются по эрратическим кристаллическим валунам, в то время как морены соседних лопастей часто различаются только по обломкам местных осадочных пород.

Состав и содержание дальнеприносных эрратических валунов кристаллических пород позволяют сделать вывод о самостоятельности московского оледенения Русской равнины. В московских моренах Прибалтики содержатся валуны северошведских и ботнических пород. В моренах других оледенений заключены валуны из более южных районов Швеции, Балтийского моря и Финляндии. Это обстоятельство позволяет сделать вывод о самостоятельном более северном центре оледенения в московское время по сравнению с другими оледенениями (Гайгалас, 1963). Изменение центров оледенения, очевидно, могло произойти только после длительного промежутка времени — отступания и исчезновения днепровского ледникового покрова.

Результаты исследования валунов свидетельствуют о том, что общие региональные направления движения льда в московском ледниковом покрове Русской равнины были с северо-запада на юго-восток.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОЧЕРКИ

Бассейн р. Верхней Оки

В бассейне р. Оки в пределах Московской области и прилегающей части Калужской области мощность четвертичных отложений на древних водоразделах обычно составляет от 15—20 до 30—40 м, хотя в погребенных долинах и ложбинах ледникового выпахивания иногда достигает 100—120 м. Здесь обычно развиты три моренных горизонта; лишь изредка встречается наиболее древняя окская морена мощностью до 40 м (рис. 8, 9). Три вышележащие морены относятся к среднему плейстоцену, поскольку нижняя из них прослеживается до г. Чекалина и в стратотипическом разрезе налегает на лихвинские межледниковые отложения,

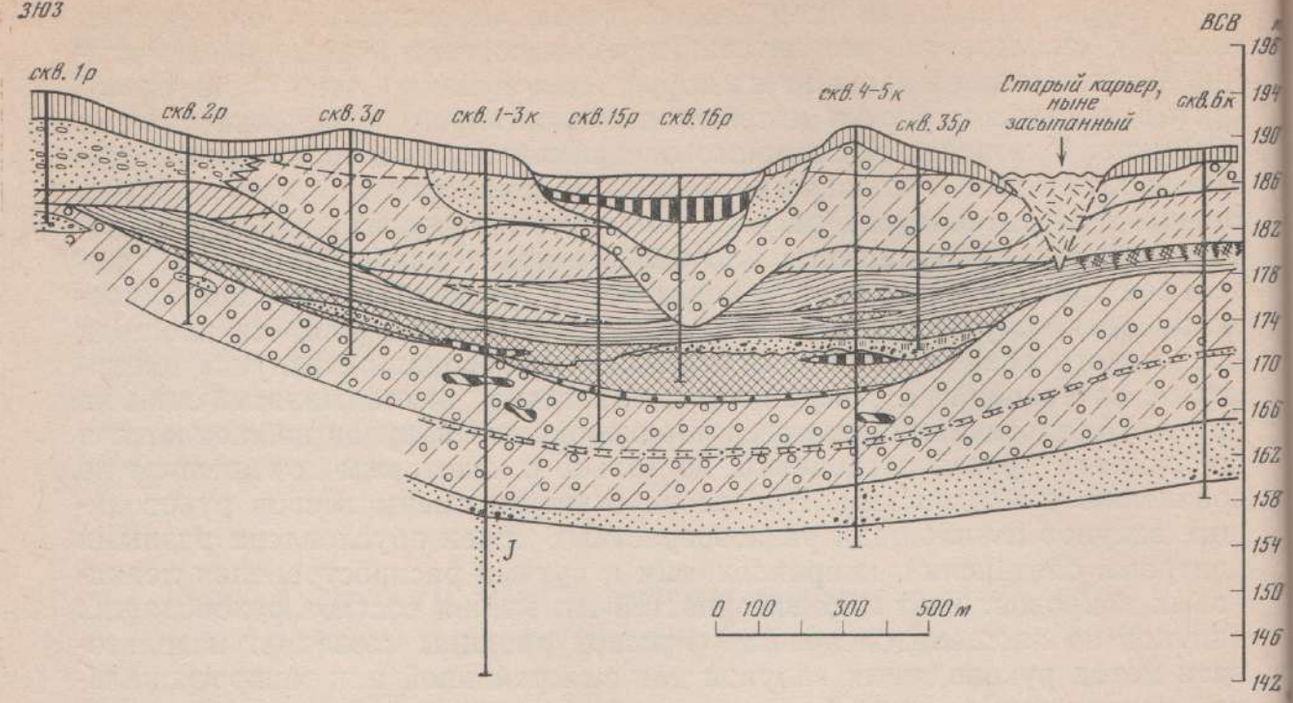


Рис. 8. Геологический разрез четвертичных отложений в районе ст. Одинцово (по Бреславу и др., 1979)

Условные обозначения см. на рис. 1

что определяет ее днепровский возраст. На верхней морене во многих пунктах встречены осадки микулинского межледниковья (см. рис. 5).

Нижняя из среднеплейстоценовых морен — днепровская — развита в Подмосковье повсеместно; мощность ее обычно составляет 10—15 м и лишь изредка возрастает до 30—40 м. На этой морене залегают одинцовские межледниковые отложения, палинологически изученные в 15 разрезах, в том числе в стратотипическом разрезе у г. Одинцово (рис. 10) и в разрезе у г. Балашихи (Писарева и др., 1979). Данные по

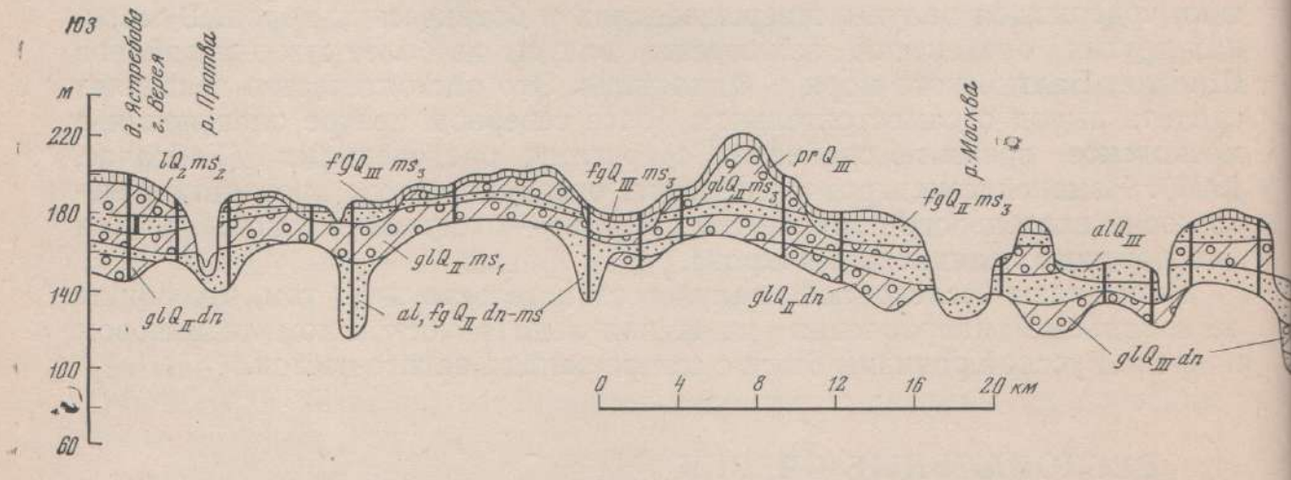


Рис. 9. Геологический разрез четвертичных отложений западного Подмосковья по линии *Д—Е* (Верея — Звенигород — Пекино, близ Сходни) (составил С. М. Шик)

Условные обозначения см. на рис. 1

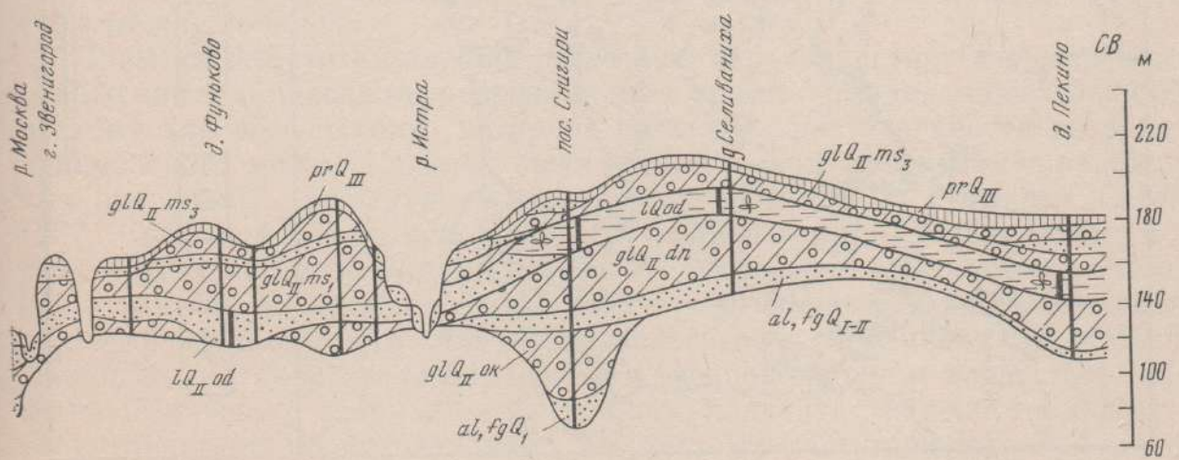
большинству остальных разрезов не опубликованы; однако во многих из них отчетливо проявляются охарактеризованные выше особенности одинцовского межледниковья и прослеживается последовательность смены палинозон (табл. 9), позволяющих уверенно сопоставлять эти отложения со стратотипическими разрезами у г. Одинцово, а также с рославльскими отложениями Верхнего Приднепровья и шкловскими отложениями Белоруссии (см. ниже). В наиболее полных из них (Хотень в

Сухиничском районе Калужской области, Клеменово в Егорьевском районе Московской области) представлены как глазовский и рославльский климатические оптимумы, так и разделяющее их подруднянское похолодание.

На северо-западе рассматриваемой территории одинцовские отложения обычно перекрыты двумя горизонтами морен с разделяющими их озерными и аллювиальными отложениями; на юго-востоке, за границей распространения московского ледникового покрова, они залегают под флювиогляциальными, аллювиальными или перигляциальными образованиями.

Морены, перекрывающие одинцовские межледниковые отложения, имеют примерно одинаковое распространение, которое совпадает с границей распространения московского ледникового покрова, установленной по геоморфологическим данным; верхняя из них является на всей территории рельефообразующей. Разделяющие эти морены озерные и аллювиальные отложения часто содержат палинологические спектры, в которых преобладает пыльца сосны (50—60%) и ели (30—35%); присутствует пыльца ольхи (до 20—25%), а иногда и пихты (до 5%). Вверх и вниз по разрезу они сменяются спектрами с преобладанием пыльцы березы (более 80%), в том числе карликовой (до 10%). Характерным примером таких отложений является разрез у д. Ястребово Московской области, условия залегания которого показаны на рис. 9, а спорово-пыльцевая диаграмма приведена на рис. 11, а также разрез у г. Дмитрова, описанный А. А. Носовым и Л. А. Скибой (1975).

Необходимо отметить, что в том же стратиграфическом интервале (между раннемосковской и позднемосковской моренами) встречаются и отложения со спектрами более бедного флористического состава; возможно, они характеризуют какие-то более мелкие межстадиалы раннемосковского или позднемосковского времени. В отличие от них описанные межстадиальные отложения можно отнести к внутримосковскому (костромскому) мегаинтерстадиалу, выделив соответственно раннемосковскую и позднемосковскую мегастадии. Мощность раннемосковской морены обычно составляет 15—20 м и лишь на отдельных участках воз-



растает до 30—35 м; нередко она вообще уничтожена ледниковой экзарацией. Мощность позднемосковской морены обычно также составляет 15—20 м, но местами возрастает до 40—50 м.

Московские морены Подмосковья резко отличаются от днепровской по минералогическому составу фракции 0,05—0,25 мм; если в днепровской морене роговой обманки значительно меньше, чем устойчивых минералов (не более 30%), в московских моренах ее содержание достигает 40—50% и значительно превышает содержание устойчивых минералов (рис. 12). Однако западнее Москвы содержание роговой обманки в днепровской морене увеличивается, и она отличается от московской только повышенным содержанием устойчивых минералов. Раннемосков-

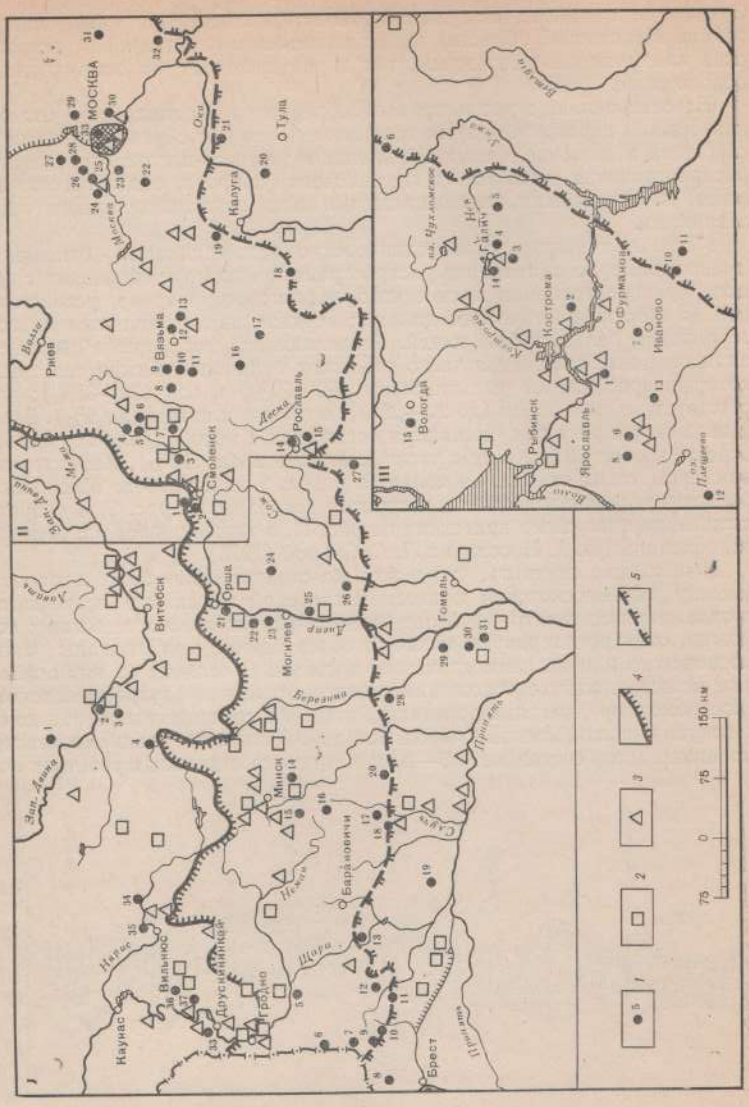


Рис. 10. Расположение разрезов с межледниковыми отложениями различного возраста

1 — разрезы одинцовских (шкловских, снайгупельских) отложений; *2* — важнейшие разрезы лихвинских (александрийских, бутенайских) отложений; *3* — важнейшие разрезы микулинских (муравинских, мяркинских) межледниковых отложений; *4* — граница распространения валдайского (поозерского, нямунского) ледникового покрова; *5* — граница распространения московского (сожского) ледникового покрова.

I — бассейн р. Западной Двины, Среднее Приднепровье и Верхнее Понеманье (составили Б. Н. Гурский, О. П. Кондратене): *1* — Обухово; *2* — Почтари; *3* — Заскорки; *4* — Березино; *5* — Малькевичи; *6* — Незбодичи; *7* — Борки; *8* — Рудавец; *9* — Шубичи; *10* — Ляхи; *11* — Шиленек; *12* — Бранка Гора; *13* — Глядени; *14* — Голоцк; *15* — Озеро; *16* — Хотляны; *17* — Пиваши и Брянчицы; *18* — Старобин; *19* — Велуга; *20* — Костеши; *21* — Сметанка; *22* — Нижнинский Ров (Шклов); *23* — Литовск (Чертов Ров); *24* — Щекотово; *25* — Сидоровичи; *26* — Рудня; *27* — Липовка; *28* — Углы; *29* — Сведское; *30* — Красная Дуброва; *31* — Богдановка; *32* — Снайгупеле; *33* — Буйвиджяй; *34* — Валакампяй; *35* — Канченай; *36* — Мардасавас.

ская и позднемосковская морены очень близки (хотя и не вполне идентичны) по минералогическому составу, что подтверждает их принадлежность к этапам развития единого ледникового покрова.

Для иллюстрации и обоснования высказанных положений ниже приводится описание стратотипического разреза в районе г. Одинцово и опорного разреза у д. Пекино, изучение которых проводилось в соответствии с программой работ по проекту МПГК «Четвертичные оледенения северного полушария».

Стратотипический разрез в районе г. Одинцово Московской области. Разрез межморенных отложений, вскрытый в карьере кирпичного завода на территории г. Одинцово и описанный еще в конце 20-х годов (Яковлев, 1927), получил широкую известность благодаря найденным там остаткам фауны (Карпинский, Николаев, 1930; Меннер, 1930) и неоднократно демонстрировался на всесоюзных и международных совещаниях и конгрессах. Под верхней красно-бурой мореной (мощностью 2—3 м) были вскрыты светло-серые тонкослоистые суглинки (до 2 м) с фауной Elephas (Mammuthus primigenius Blum.), Equus caballus Lin. и Ovibos sp. (рис. 3). Ниже идут темно-серые глины крупитчатой структуры (1,5 м), которые «содержат включения органики, приближаются к торфу» и переходят в «почву черноземного типа» (Карпинский, Николаев, 1930). Эти отложения рассматриваются цитируемыми авторами как межледниковые. Они залегают на красновато-бурых ленточных глинах (до 6 м), продолжительность накопления которых была определена примерно в 2000 лет. Ленточные глины без следов размыва подстилаются нижней мореной, заполняя первичную неровность ее поверхности. Нижняя морена отличается от верхней желто-бурой окраской, сланцеватостью и почти полным отсутствием валунов кристаллических пород.

Первоначально рассматриваемые межморенные отложения считались миндель-рисскими (Мирчинк, 1928 и др.; Москвитин, 1936) или рисс-вюрмскими (Розанов, 1929; Соболев, 1930). Затем они были отнесены к днепровско-московским межстадиальным отложениям (Даньшин, 1933; Герасимов, Марков, 1939). В середине 40-х годов А. И. Москвитин (1946) подробно описал в Одинцовском разрезе ископаемую почву подзолистого типа, что позволило ему говорить о самостоятельном одинцовском межледниковье.

Попытка получить палеоботаническую характеристику межморенных отложений Одинцовского разреза долгое время оставалась безуспешной, поэтому для воссоздания истории развития растительности во время одинцовского межледниковья были использованы разрезы межледниковых отложений, обнаруженные сначала в районе г. Рославля (Шик, 1957, 1959) и в Костромской области (Москвитин, 1965), а затем и в ряде других пунктов. Однако многие исследователи высказывали сомнение в том, что межледниковые отложения со спорово-пыльцевыми диаграммами рославльского типа одновозрастны межморенным отложениям Одинцовского разреза. Не изменилось это положение и после того, как В. Н. Сукачеву с сотрудниками удалось получить палеоботаническую характеристику последних (правда, очень фрагментарную). Эти материалы (Сукачев и др., 1969) хотя и указывали на наличие в Одинцовском разрезе элементов межледниковой флоры (в том числе пыльцы

II — Верхнее Приднепровье и бассейн р. Оки (составил С. М. Шик): *1* — Тепенино; *2* — Прудины; *3* — Пронькино; *4* — Новики; *5* — Яковская; *6* — Дроновка; *7* — Богдановщина; *8* — Игнатково; *9* — Борисово; *10* — Беломир; *11* — Максименки; *12* — Старое Левково; *13* — Хмельники; *14* — Кириллы; *15* — Подруднянский; *16* — Ново-Петрово; *17* — Глазово; *18* — Хотень; *19* — Гончаровка; *20* — Авангард; *21* — Волково; *22* — Сахарово; *23* — Акулово; *24* — Фуньково; *25* — Снигири; *26* — Селиваниха; *27* — Пекино; *28* — Ивакино; *29* — Долгиниха; *30* — Балашиха; *31* — Бармино; *32* — Клеменово; *33* — Филевский парк (Москва).

III — Ярославско-Костромское Поволжье (составила В. В. Писарева): *1* — Беркаиха; *2* — Захарьино; *3* — Челсма; *4* — Сулинское; *5* — Пепелово; *6* — Анюг; *7* — Бибирево; *8* — Мычково; *9* — Дарцево; *10* — Дубоколиха; *11* — Ханеевка; *12* — Веригино; *13* — Плосково; *14* — Галич; *15* — Горки Вологодской области

Таблица 9

Корреляция палинологически изученных разрезов днепровско-московских отложений бассейна р. Оки

Горизонт	Стадия и фаза	Основные компоненты спектров	Палинозона	Хотень	Гончаровка	Авангард (Бреслав, 1971)	Волково	Сахарово (Исаакий, 1976)	Акулово, скв. 3 и 4 (Бреслав и др., 1979)	Фуньково	Сингири	Селиваниха	Пекино	Ивакино	Долгониха	Балашиха (Писарева и др., 1979)	Бармино	Клюшниково	Филевский парк
Рославльский	Заключительная фаза	Сосна	od/R_{11}																
	Рославльский климатический оптимум	Береза, сосна и широколиственные породы	od/R_{10}																
		Широколиственные породы	od/R_9																
		Сосна, береза и широколиственные породы	od/R_8						?										
	Подрудянское похолодание	Береза	od/R_7																
		Ель и сосна	od/R_6																
		Береза	od/R_5													?			
	Глазовский климатический оптимум	Сосна и береза с примесью дуба и вяза	od/R_4																
		Дуб и вяз	od/R_3																
		Сосна с примесью березы, дуба и вяза	od/R_2																
	Начальная фаза	Сосна или береза	od/R_1																
Днепровский	Заключительная стадия		Dnf																
	Деснинский межстадиал		Ds																
	Предпоследняя стадия		Dnpf																

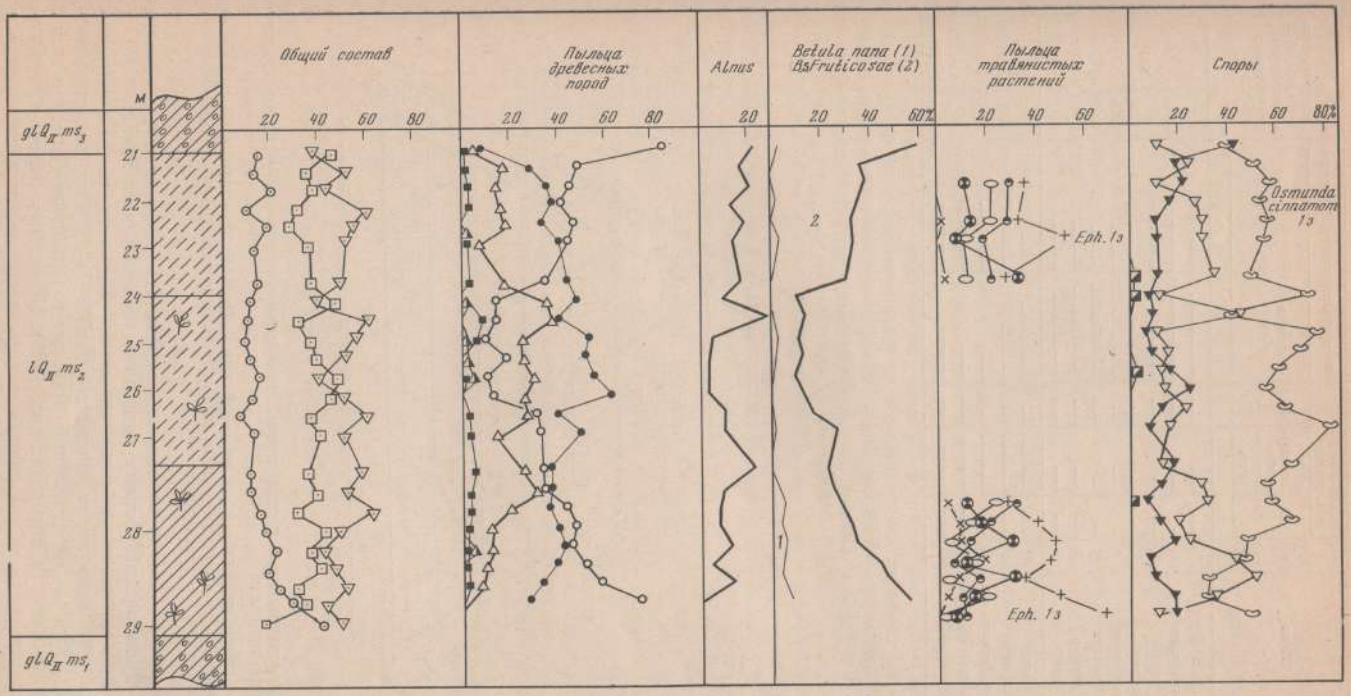


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений костромского межстадиала по скв. 4 у д. Ястребово близ г. Верея (анализы Д. П. Пономаревой, материалы М. И. Маудиной)

Условные обозначения см. на рис. 1

А

Морена	Район	Количество образцов	Прозрачные устойчивые минералы: циркон	рутил+дистен+ставролит+турмалин	гранат	Прозрачные неустойчивые минералы: роговая обманка	эпидот+цоизит	Отношение содержания роговой обманки к сумме устойчивых минералов	
			10%	10 20%	10%	10 20 30 40%	10 20 30 40 50%		
Московская	Клинский	12						1,21	1,50
	Волоколамский	20						1,74	
	Можайский	19						1,69	
	Загорский	7						1,88	
	пос. Снигири	1						1,70	
	д. Фуньково	9						1,47	
	д. Акулово	18							
	д. Пекино	6							
Днепровская	д. Акулово	11						0,58	0,41
	пос. Снигири	6						0,30	
	север Рязанской обл.	20						0,30	
	Михнево	16						0,48	
	Серпуховский	75							

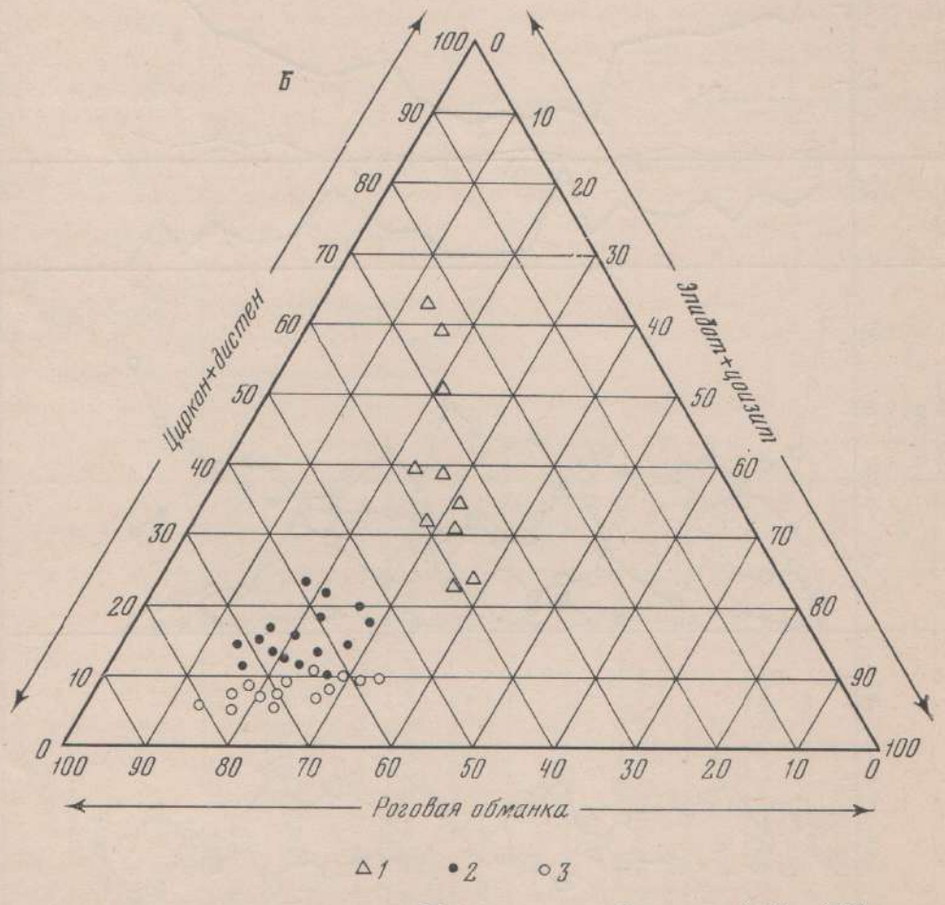


Рис. 12. Минералогический состав морен Подмосковья. Фракция 0,05—0,25 мм, прозрачные тяжелые минералы

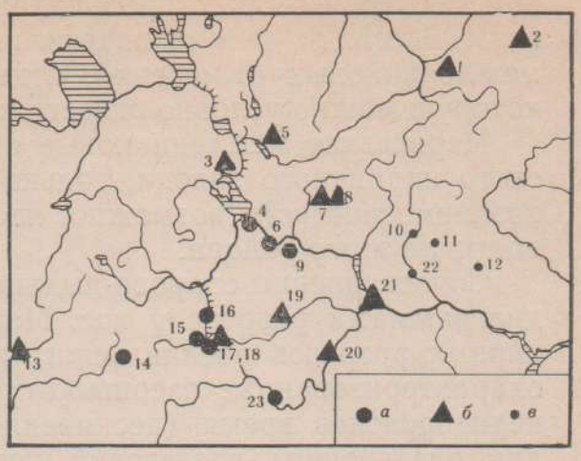
А — средний минералогический состав морен (составил С. М. Шик); *Б* — минералогический состав морен в северной части Калужской области (составила М. И. Маудина). Морены: *1* — днепровская; *2* — раннемосковская; *3* — позднемосковская

граба — до 8%), но не позволяли сопоставить по палеоботаническим данным Одинцовский разрез с разрезами рославльского типа.

Большое значение для решения принципиальных вопросов стратиграфии плейстоцена имеет проведенное в 1977—1979 гг. изучение разреза в д. Акулово на западной окраине г. Одинцово (Бреслав и др., 1979; Величкевич, 1979б; Еловичева, 1980). По данным бурения установлено, что мощность межморенной толщи здесь увеличивается почти в 2 раза и содержит прослои гиттии; при палинологических анализах, про-

Рис. 13. Расположение пунктов находок фауны (составил И. Н. Лобачев)

1 — с. Ильинское на р. Виледь; *2* — низовья р. Сысолы; *3* — р. Ягорба, вблизи г. Череповца; *4* — г. Рыбинск; *5* — р. Семжа, приток Кубены; *6* — г. Ярославль; *7* — ст. Рассолово, вблизи г. Галича; *8* — р. Челсма вблизи г. Галича; *9* — г. Нерехта; *10* — окрестности г. Ветлуги; *11* — д. Половинная, Шахунский район; *12* — г. Санчурск; *13* — г. Витебск; *14* — с. Ананьевское, близ Вязьмы; *15* — г. Одинцово (стратотип); *16* — ст. Яхрома; *17* — Москва, Краснохолмский мост; *18* — Москва, Шаболовка; *19* — стоянка Сунгирь, г. Владимир; *20* — Карачарово на Оке; *21* — г. Сормово; *22* — с. Воскресенское; *23* — г. Лихвин. *а* — среднеплейстоценовая фауна; *б* — верхнеплейстоценовая фауна; *в* — фауна неопределенного возраста



веденных по скважинам 3 и 4 (пробуренным на расстоянии соответственно 1200 и 400 м от засыпанного карьера Одинцовского кирпичного завода), для нижней части толщи получены палинологические данные, сходные с результатами исследования отложений глазовского оптимума разрезов района г. Рославля.

Ниже приводятся данные по скв. 3, заложенной в 70 м севернее д. Акулово (в 20 м южнее пруда), в ложбине стока ледниковых вод, отчетливо прослеживающейся на фоне пологоволнистого моренного рельефа. Они дополняют опубликованные ранее данные по скв. 4 (Бреслав и др., 1979). С абс. высоты 189 м скв. 3 вскрыто [9]:

	Глубина, м
prQ_{II-III}	
1. Суглинок буровато-желтый, тонкий, однородный	0,0—2,2
$fgQ_{II}ms$	
2. Песок желтый, тонкозернистый, пылеватый	2,2—5,6
$glQ_{II}ms$	
3. Супесь желтовато-бурая, грубая, с гравием и галькой осадочных и изверженных пород	5,6—5,9
fg, $lgQ_{II}ms$	
4. Супесь желтовато-серая, однородная, известковистая, со слоистостью ленточного типа	5,9—11,2
5. Суглинок зеленовато-серый, тяжелый, плотный, слабо известковистый	11,2—14,2
6. Супесь серая, песчанистая, с глубины 14,5 м переходящая в среднезернистый глинистый песок с редким гравием и галькой кварца и кремня	14,2—14,9
$lQ_{II}od$	
7. Глина темно-серая, плотная, с тонкой горизонтальной слоистостью	14,9—15,5
8. Гиттия темно-серая, вверху глинистая, с глубины 16,4 м легкая, детритовая, с многочисленными растительными остатками . .	15,5—17,3
9. Супесь серая, торфянистая, в основании — прослой (0,08 м) грубодетритовой гиттии	17,3—17,7
$glQ_{II}dn$	
10. Суглинок серый, плотный, с гравием, галькой и мелкими валунами (преимущественно осадочных пород), местами с включениями торфянистого суглинка и торфа	17,7—24,5
$glQ_{II}ok$	
11. Суглинок темно-серый, плотный, с гравием и галькой осадочных и изверженных пород	24,5—31,2
al, fgQ_I	
12. Песок серый, мелко- и среднезернистый, в основании с гравием известняка	31,2—32,5

Ниже скважина вошла в меловые породы.

Межледниковые отложения (слои 5—9) подстилаются двумя моренами (слои 10 и 11), различающимися по вещественному составу (см. ниже); в разрезе скв. 3 они непосредственно налегают одна на другую, а в скв. 4 — разделяются озерными отложениями мощностью 0,8 м. Верхняя из этих морен (слой 10) содержит включения торфа, в пыльце-

[9] Описание керна проведено М. И. Маудиной (приводится в сокращенном виде); палинологические анализы выполнены М. Н. Валуевой.

вом спектре которых преобладают широколиственные породы (дуб и вяз). Очевидно, они захвачены из разрушенных ледниковой экзарацией межледниковых отложений, отделявших ее от нижележащей морены, которую можно условно отнести к окскому оледенению.

Перекрыты межледниковые отложения, как и в карьерах Одинцовского кирпичного завода, только одной мореной (слой 3) — вероятно, позднемосковской; возможно, что в раннемосковское время ледник не достигал этого района.

Сопоставление спорово-пыльцевой диаграммы по скв. 3 (рис. 14) с диаграммами разреза у пос. Подруднянский (см. выше) и других типичных разрезов рославльского типа показывает, что палинологически охарактеризованные озерные отложения (слои 7—9) охватывают позднеднепровское время (деснинский межстадиал и заключительную стадию оледенения), глазовский климатический оптимум и начало подруднянского похолодания; при этом глазовский оптимум представлен характерным максимумом широколиственных пород (до 80%), среди которых резко преобладают дуб и вяз, подчиненную роль играет липа и отсутствует граб. Сходная диаграмма получена и для нижней части озерной толщи по скв. 4, где также хорошо выражен глазовский климатический оптимум (Бреслав и др., 1979; Еловичева, 1980).

Как и в скв. 4, в скв. 3 (в интервале 15,5—17,7 м) встречена достаточно представительная (около 50 таксонов) семенная флора, которую Ф. Ю. Величкевич (1979б) считает характерной для шкловского (рославльского) межледниковья.

В вышележащей части озерных отложений (слои 5—6) пыльцы очень мало; только в одном образце встречена пыльца сосны, ели и березы с участием граба (8%) и ольхи (60%). Значительно полнее этот интервал охарактеризован в разрезе скв. 4, где на фоне преобладающей пыльцы хвойных (сосна — 36%, ель — 31%, пихта — 8%) вырисовывается небольшой максимум пыльцы широколиственных пород (до 20%, в том числе граб — 11%). Эта часть озерной толщи, очевидно, соответствует межморенным отложениям, вскрывавшимся в карьере Одинцовского кирпичного завода, в средней части которых (Сукачев и др., 1969) также были встречены аналогичные спектры с участием пыльцы широколиственных пород (в т. ч. граба — до 8%), ольхи (до 25%) и орешника (18%). Нижележащие озерные отложения, к которым приурочен глазовский климатический оптимум, в карьерах кирпичного завода, вероятно, замещались погребенной почвой, подробно описанной А. И. Москвитиным (1946, 1954а, 1961 и др.).

Верхняя часть озерной толщи залегает на нижней с признаками размыва (см. описание скв. 3, слой 6), что затрудняет решение вопроса о ее возрасте. С. Л. Бреслав и др. (1979), а также Ф. Ю. Величкевич (1979б) относят этот интервал к лихвинскому межледниковью, рассматривая верхнюю морену Одинцовского разреза как днепровскую, а рославльские (шкловские) межледниковые отложения как долихвинские. Однако, как было показано выше, по палеоботаническим данным эти отложения не сопоставимы с лихвинскими; такой трактовке противоречат и данные по фауне, поскольку обнаруженные под верхней мореной остатки мамонта несомненно принадлежат позднему типу и не могут быть древнее второй половины среднего плейстоцена. Гораздо более вероятной представляется точка зрения Я. К. Еловичевой (1980), которая считает, что отложения с пыльцой граба и пихты накапливались во время второго (рославльского) или третьего (галичского — по А. И. Москвитину, 1961) климатического оптимума.

Однако эти отложения могут принадлежать и к стратиграфическому интервалу, разделяющему среднюю и верхнюю морены области распространения московского ледникового покрова, которые в этом случае придется относить к самостоятельным оледенениям. Для решения вопроса о стратиграфическом положении верхней части межморенных отложений Одинцовского (Акуловского) разреза, охарактеризованных

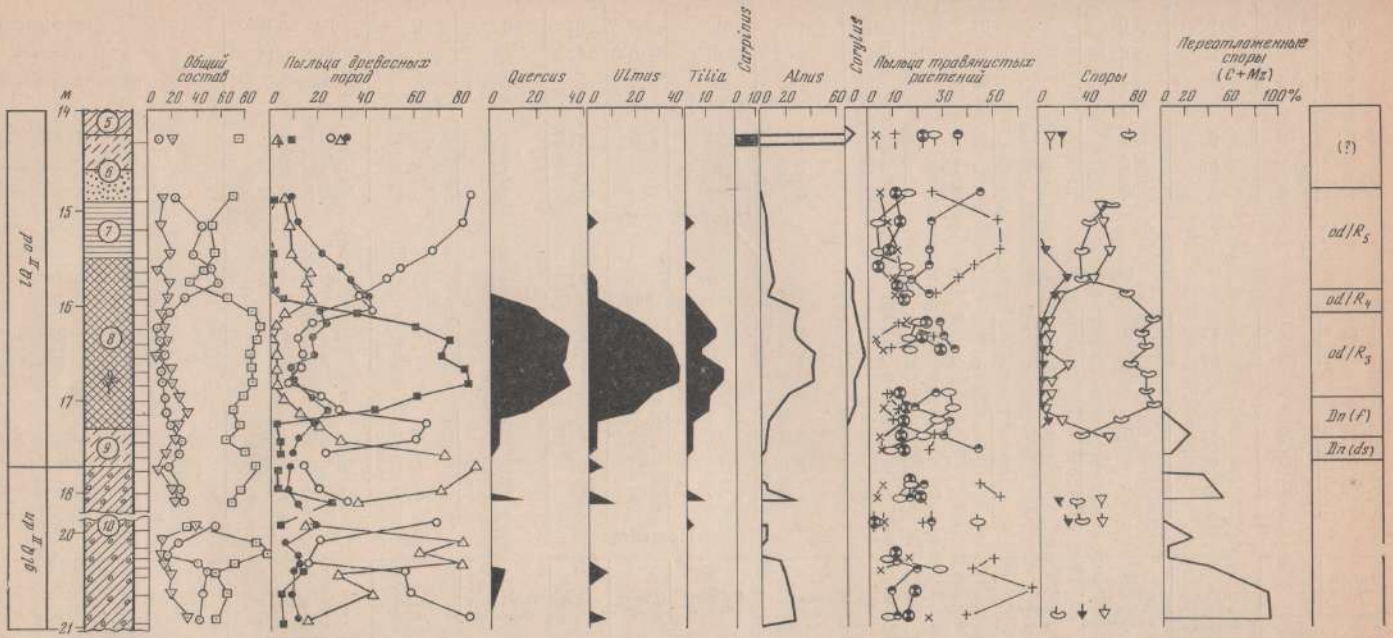


Рис. 14. Спорово-пыльцевая диаграмма озерных отложений в стратотипическом разрезе одинцовского межледниковья по скв. 3 у д. Акулово близ г. Одинцово (анализы М. Н. Валуевой, материалы М. И. Маудиной)

Условные обозначения см. на рис. 1

Таблица 10

Вещественный состав моренных горизонтов в опорных разрезах бассейна р. Оки и Верхнего Приднепровья, %

Морена	Интервал глубин, м	Средний минералогический состав фракции 0,05—0,25 мм (тяжелые минералы)					Средний состав гравийной фракции							
							Количество образцов	Изверженные породы				Метаморфические породы	Осадочные породы	
		Количество образцов	Устойчивые минералы *	Гранат	Эпидот	Роговая обманка		всего	красные граниты	серые граниты	основные и ультраосновные породы		всего	в т. ч. кремни
						Акулово (скв. 4)								
Московская (позднемосковская?)	1,2—10,4	18	21	12	23	44	7	25	15	5	5	5	70	35
Днепровская	23,6—27,9	11	40	10	14	36	4	6	1	3	2	4	90	30
Окская (?)	28,7—31,9	6	26	14	22	38	2	35	10	15	10	15	50	15
						Пекино (скв. 206)								
Позднемосковская	2,7—3,7	2	22	14	18	46	1	55	35	15	5	10	35	20
Раннемосковская	20,2—24,1	4	23	12	27	38	2	28	10	12	6	12	60	13
						Подрудянский (скв. 7092)								
Раннемосковская	7,1—7,5	1	16	24	12	48	Не изучался							
Днепровская	55,8—83,7	10	19	16	14	51	»							
						Глазово (скв. 192)								
Позднемосковская	6,6—12,4	6	18	22	12	48	2	32	24	5	3	8	60	24
Раннемосковская	36,2—48,6	8	12	23	13	52	3	42	24	10	8	10	48	16
Днепровская	64,6—117,5	18	30	13	10	47	16	6	4	1	1	2	92	35
						Дроновка (скв. 22)								
Позднемосковская	5,8—38,0	9	22	12	14	52	7	42	30		12	6	52	4
Раннемосковская	44,8—51,6	3	27	12	15	46	2	54	41		13	8	38	1
Днепровская	61,0—76,0	5	26	15	14	45	3	16	13		3	4	80	16

* К числу устойчивых минералов отнесены циркон, рутил, дистен, ставролит и турмалин.

такими своеобразными спорово-пыльцевыми спектрами, необходимы дальнейшие исследования.

По данным М. И. Маудиной (Бреслав и др., 1979), все три морены Одинцовского разреза существенно различаются по вещественному составу гравийной фракции (табл. 10): в нижней (окской) морене осадочные породы составляют около 50%, в средней (днепровской) их содержание возрастает до 90%, а в верхней (позднемосковской) снова снижается до 70%, причем среди осадочных пород преобладают кремни. Изверженные породы в нижней и средней моренах представлены преимущественно серыми гранитами и основными породами, в верхней морене преобладают красные граниты (в т. ч. типа рапакиви).

По минералогическому составу фракции 0,05—0,25 м морены более однородны; можно отметить только повышенное содержание устойчивых минералов в средней (днепровской) морене, граната — в нижней (окской?) морене и полевых шпатов — в верхней (московской) [10].

Опорный разрез среднего плейстоцена у д. Пекино Солнечногорского района Московской области. Межледниковые отложения были обнаружены В. А. Федотовым при крупномасштабной геологической съемке. Они вскрыты скважиной, заложенной в 900 м юго-восточнее д. Пекино, примерно в 4,5 км на северо-северо-восток от ст. Сходня, на пологоволнистой моренной равнине (абс. высота около 182 м). Для детального изучения этого разреза в 1977 г. была пробурена скв. 206 глубиной 32,5 м, которая вскрыла: [11]

	Глубина, м
prQ_{III}	
1. Суглинок серовато-бурый, плотный, тяжелый, слабо известковистый, в основании переходит в песок желтовато-серый, пылеватый	0,2—2,7
$glQ_{II}ms_3$	
2. Супесь бурая, в нижней части слабо известковистая, грубая, плотная, с гравием и галькой (до 20%) кремня, кристаллического сланца и других пород	2,7—3,7
$fgQ_{II}ms_{1-3}$	
3. Песок коричневато-бурый, среднезернистый, с гравием и галькой гранита, гнейса, кристаллического сланца, кварца, кремня и других пород (от 15 до 30%)	3,7—20,2
$glQ_{II}ms_1$	
4. Суглинок серовато-бурый, тяжелый, с гравием и галькой местных и изверженных пород, слабо известковистый, в нижней части (с глубины 23,5 м) с неясной грубой слоистостью	20,2—24,1
$lQ_{II}od$	
5. Гиттия темно-серая, глинистая, с многочисленными растительными остатками, с глубины 25,0 м легкая, сильно известковистая .	24,1—25,7
$lQ_{II}dn+rs$	
6. Глина голубовато-серая, сильно известковистая, в интервале 26,5—27,0 м — включения вивианита	25,7—32,2

Ниже, по данным ранее пробуренной скважины вскрыто:

$glQ_{II}dn$	
7. Суглинок буровато-серый, плотный, сильно известковистый, с гравием, галькой и щебнем карбонатных пород и кремня; в интервале 46,5—47,5 м глина коричневато-серая, тонкопесчаная, с небольшой примесью гравия	32,2—52,5
al, fgQ_{II-I}	
8. Песок зеленовато-серый, мелкозернистый, в основании с гравием и галькой карбонатных пород, гранита и кремня	52,5—54,0

Ниже скважина вошла в юрские отложения.

Палинологические исследования (рис. 15) показали, что накопление гиттий слоя 5 и верхней части глин слоя 6 происходило в период глазовского климатического оптимума одинцовского (рославльского) межлед-

---

[10] Отмеченные Е. В. Рухиной (1959) существенные различия минералогического состава днепровской и московской морен Одинцовского разреза связаны, по-видимому, с тем, что ею изучалась только верхняя часть днепровской морены, измененная процессами почвообразования.

[11] Описание керна и изучение гравийной фракции морен проведены М. И. Маудиной, палинологические анализы — А. А. Данилиной.

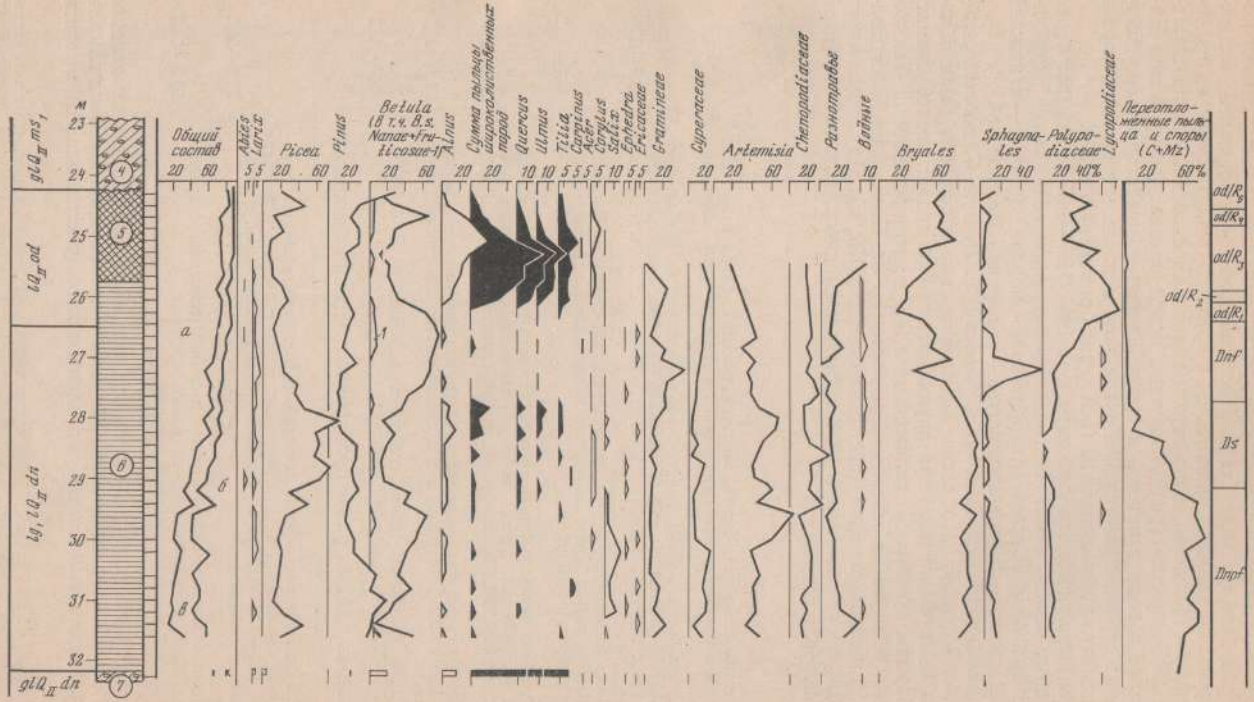


Рис. 15. Спорово-пыльцевая диаграмма одинцовских отложений по скв. 206 у д. Пекино (анализы А. А. Данилиной, материалы М. И. Маудиной и В. А. Костылева)

Условные обозначения см. на рис. 1

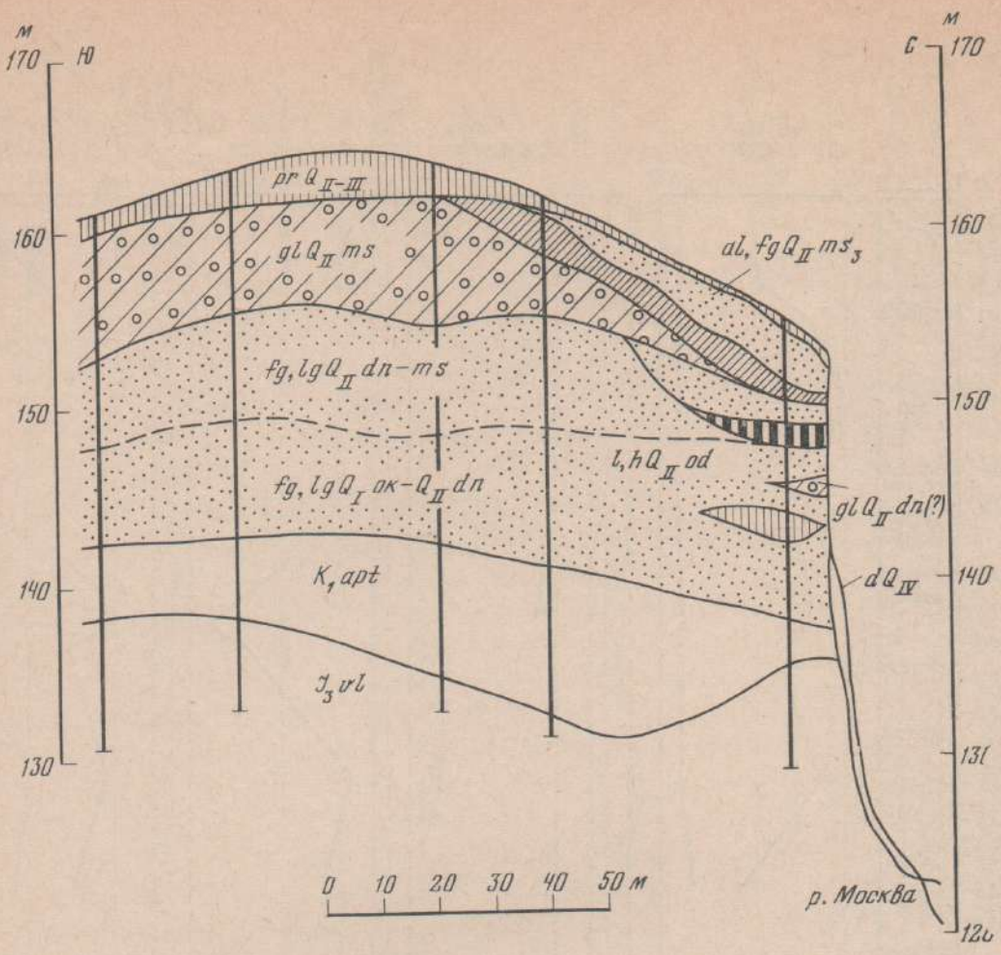


Рис. 16. Условия залегания межледниковых отложений в разрезе Филевский парк (составил И. Н. Лобачев)

никовья (палинозоны R_1—R_4); в нижележащей части глин, образовавшихся в позднеднепровское время, хорошо выражен деснинский межстадиал, в котором содержание пыльцы ели достигает 75%, появляются пыльца ольхи и небольшое количество пыльцы широколиственных пород.

Одинцовские отложения в этом разрезе перекрыты двумя моренами (слои 2 и 4). Из разделяющих их песков (слой 3) при палинологическом анализе удалось выделить только единичные пыльцевые зерна сосны. Однако эти морены существенно различаются по составу гравийной фракции (5—10 мм): в раннемосковской морене (слой 4) осадочные породы преобладают над изверженными и метаморфическими, а в позднемосковской (слой 2) соотношение обратное, причем среди осадочных пород очень много кремней. В составе изверженных пород основные и ультраосновные в раннемосковской морене составляют около 6%, а в позднемосковской — около 5%. В раннемосковской морене отмечается также более высокое содержание эпидота.

В днепровской морене, подстилающей одинцовские отложения, гравийная фракция почти целиком представлена осадочными породами (95% и более). Обращает на себя внимание очень своеобразный спорово-пыльцевой спектр из верхней части этой морены, в котором древесная пыльца более чем на 50% представлена широколиственными породами (преимущественно дубом и вязом). Это позволяет предполагать существование в доднепровское время еще одного межледниковья, в котором, как и в одинцовском, были развиты дубово-вязовые леса.

Разрез Филевский парк в г. Москве[12]. Разрез Филевский парк впервые обнаружен И. С. Денисенко. Обнажение находится в западной части парка в свежей промоине, вскрывающей верхнюю часть крутого правобережного склона р. Москвы (рис. 16).

[12] Текст по разрезу Филевский парк написан В. В. Писаревой и И. Н. Лобачевым.

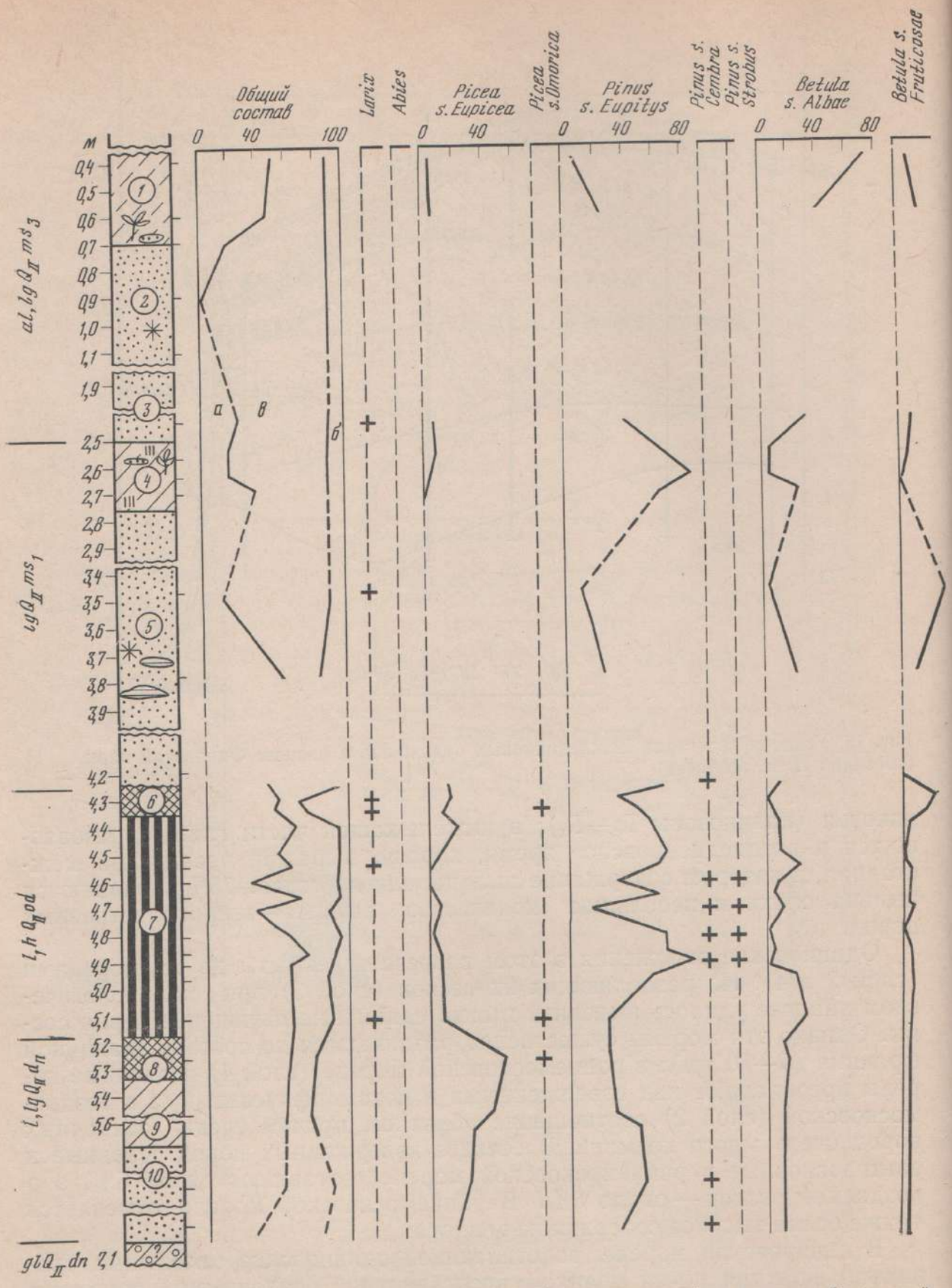
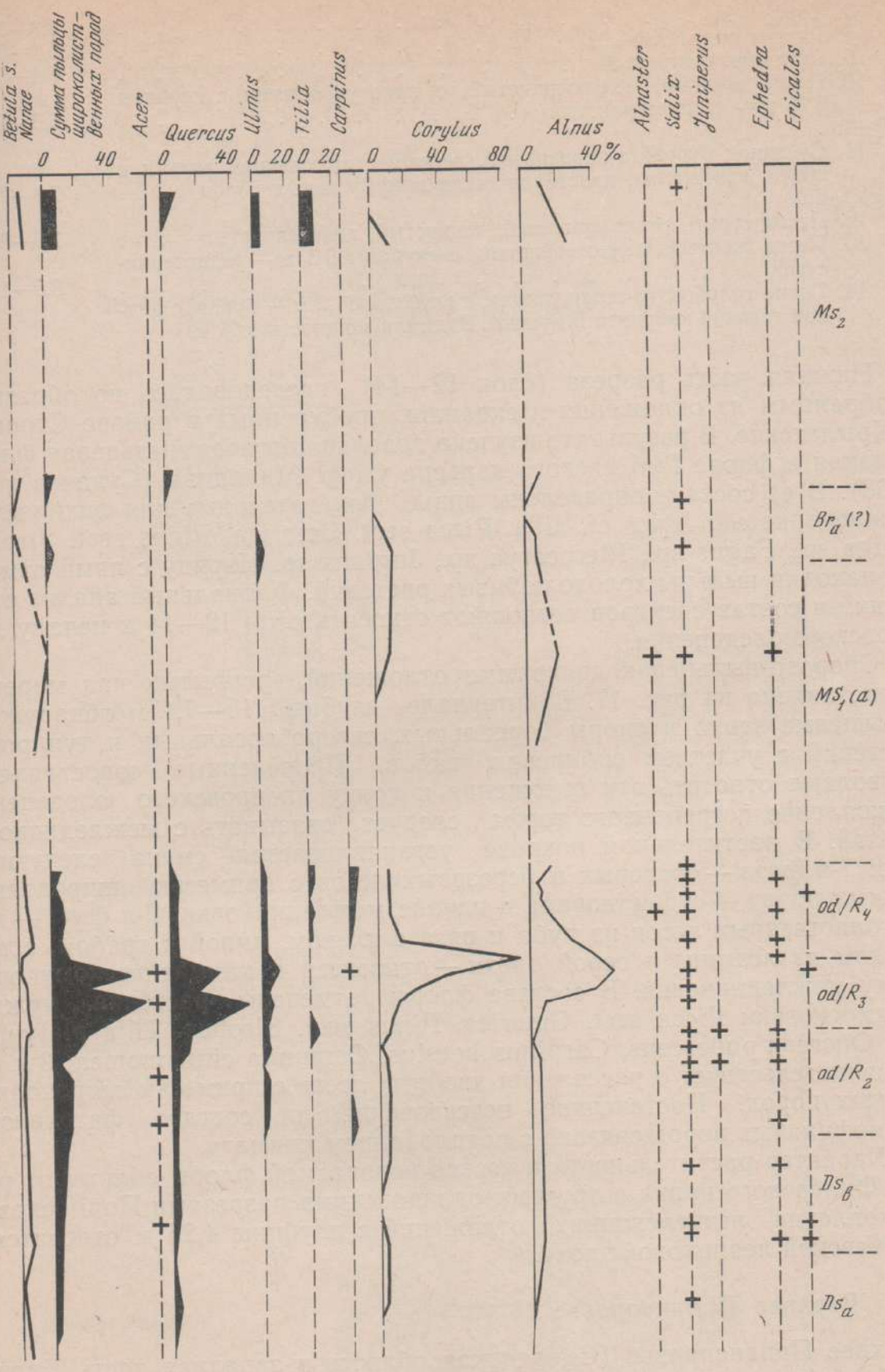


Рис. 17. Спорово-пыльцевая диаграмма одинцовских отложений в разрезе Филевский парк (анализы В. В. Писаревой, материалы И. Н. Лобачева и В. В. Писаревой)

Условные обозначения см. на рис. 1

Верхняя морена, скорее всего, оставлена московским ледником. Она вскрывается многочисленными скважинами западнее обнажения, вдоль водораздела р. Москвы и ее притока р. Сетуни. Нижняя морена, очевидно, перемытая талыми ледниковыми водами, на территории Филевского парка развита фрагментарно, но прослеживается западнее сплошным покровом мощностью 10—13 м. По условиям залегания ее можно отнести к днепровскому оледенению.



В обнажении вскрыты (сверху вниз):

	Глубина, м
$fQ_{II}ms_3$	
1. Супесь желто-бурая с растительными остатками, на глубине 0,65 м переходит в суглинок с редким гравием и галькой . .	0,0—0,7
2. Песок желтовато-коричневый, мелкозернистый, с линзовидными «скрученными» прослоями темно-серой глины	0,7—1,9
3. Песок светло-серый, тонко-мелкозернистый	1,9—2,5
$lgIQ_{II}ms_1$	
4. Суглинок оторфованный	2,5—2,7
5. Песок желтовато-серый, тонкозернистый, с прослоем песчанистой глины, к подошве — горизонтальнослоистый	2,7—4,2
$lQ_{II}od$	
6. Гиттия глинистая	4,2—4,3

7. Торф . . . . . 4,3—5,1
8. Гиттия плитчатая . . . . . 5,1—5,4
9. Суглинок оглеенный . . . . . 5,4—5,6
10. Песок желтый, мелкозернистый, с криотурбациями, с глубины 6,75 м — среднезернистый . . . . . 5,6—7,1
$glQ_{II}dn$
11. Суглинок буровато-коричневый, легкий, с включением гальки и щебня известняка, кристаллических и эффузивных пород . . 7,1—7,9
$l—glQ_{II}dn_1$
12. Песок серый, тонкозернистый, глинистый, тонкослоистый . . 7,9—8,5
13. Песок желтый, мелкозернистый, с глубины 9,3 м — разнозернистый . . . . . 8,5—10,4
14. Глина голубовато-серая, тощая, с глубины 11,3 м — бурая, с редкой галькой кварцита и кремня. Видимая мощность 1,05 м.

Нижняя часть разреза (слои 12—14) исследовалась по образцам, отобранным из обнажения и скважин, пробуренных в районе Строгино и Крылатское. В результате изучена довольно богатая пыльцевая флора, близкая к флоре Рублевского карьера у пос. Мякинино (Сукачев и др., 1968). В ее составе определены виды, показательные для лихвинского межледниковья: Abies cf. alba, Picea sect. Omorica, Pinus sect. Strobus, Tsuga sp., Fagus sp., Pterocarya sp., Juglans sp. Наряду с ними отмечены находки пыльцы холодолюбивых растений. Фациальный анализ отложений и состав спектров позволяют относить слои 12—14 к началу днепровского оледенения.

Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых над мореной, представлена на рис. 17. В интервале глубин 5,15—7,1 м обнаружены пыльцевые зерна и споры бореальных, северобореальных и тундровых растений с участием сибирских видов. Проведенные сопоставления позволяют относить эти отложения к концу днепровского оледенения. Накопление погребенного торфа следует связывать с межледниковой эпохой. В растительном покрове устанавливается смена следующих фаз: 1-я фаза — сосновых и березовых лесов с примесью широколиственных пород — существовала в начале межледниковья; 2-я фаза — широколиственных лесов из дуба и вяза с кленом, липой и грабом, с подлеском из лещины и серой ольхи — относится к климатическому оптимуму межледниковья. В составе флоры отмечены растения, чуждые Подмосковью: Picea sect. Omorica, Pinus sect. Strobus. Tilia platyphyllos, Quercus pubescens, Carpinus betulus, Osmunda cinnamomea; 3-я фаза свидетельствует о расселении хвойных лесов с примесью широколиственных пород. Постепенное исчезновение из состава фитоценозов термофильных пород связано с похолоданием климата.

Характер растительности и состав ископаемой флоры сближают разрез Филевского парка с другими одинцовскими разрезами Подмосковья. Накопление вышележащих отложений с глубины 4,25 м относится к московской ледниковой эпохе.

Верхнее Приднепровье

Верхнее Приднепровье (Смоленская область и западная часть Калужской области) является тем районом, в котором в 1951—1961 гг. были выделены межледниковые отложения рославльского типа, отнесенные к днепровско-московскому (одинцовскому) межледниковью. По ряду разрезов (пос. Подруднянский, деревни Максименки, Беломир, Глазово и др.) они были палинологически изучены В. П. Гричуком, который установил характерные признаки, отличающие эти отложения от лихвинских и микулинских (Рельеф и стратиграфия..., 1961; Шик, 1957, 1959).

Строение четвертичных отложений рассматриваемого района изучено достаточно детально при геологосъемочных работах. Их мощность на древних водоразделах обычно составляет от 30—40 до 60—70 м, увеличиваясь в погребенных долинах и ложбинах ледникового выпахивания до 100—120 м и более (рис. 18, 19). Обычно в их составе выделя-

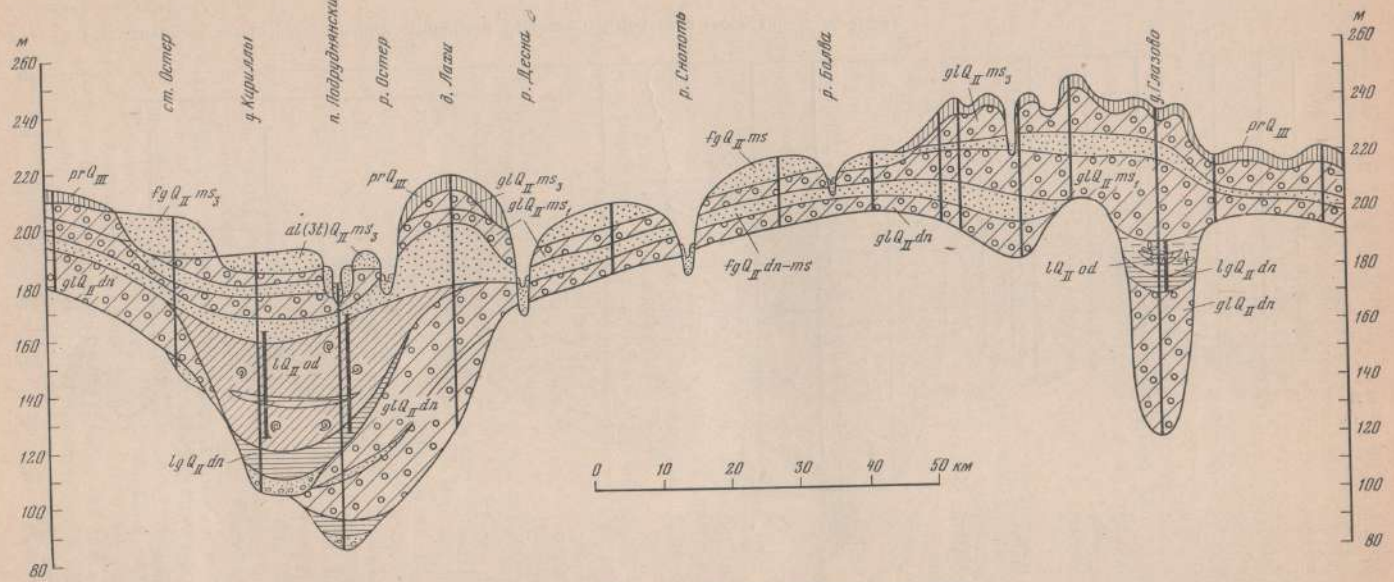


Рис. 18. Геологический разрез четвертичных отложений по линии ст. Остер — д. Глазово (составил С. М. Шик)

Условные обозначения см. на рис. 1

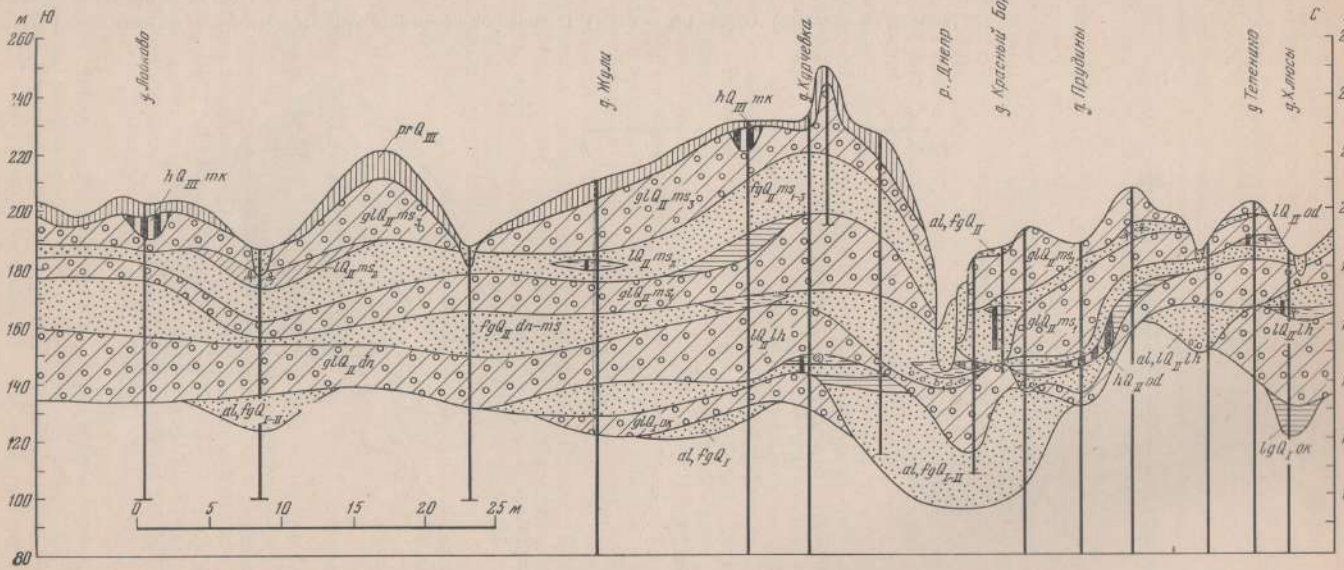


Рис. 19. Геологический разрез четвертичных отложений в районе г. Смоленска (составил С. М. Шик)

Условные обозначения см. на рис. 1

ются три моренных горизонта. Лишь на очень ограниченных участках сохранилась четвертая, наиболее древняя морена мощностью до 30 м; на ней местами залегают лихвинские межледниковые отложения, что позволяет отнести ее к окскому оледенению. Три вышележащие морены относятся к среднему плейстоцену, поскольку на верхней из них во многих пунктах залегают микулинские межледниковые отложения.

Нижняя из среднеплейстоценовых морен, залегающая местами на осадках лихвинского межледниковья, рассматривается большинством исследователей (включая авторов настоящей работы) как днепровская, хотя по этому вопросу существуют и другие точки зрения (см. выше). Мощность днепровской морены обычно составляет 15—20 м, но в погребенных долинах и ложбинах ледниковского выпахивания она увеличивается до 50—60 м; при этом иногда днепровская морена разделяется межстадиальными образованиями на два горизонта (например, в разрезе у пос. Подруднянский).

Нижняя из среднеплейстоценовых морен (днепровская) отделяется от двух вышележащих одинцовскими (рославльскими) межледниковыми отложениями, выходов которых на дневную поверхность в рассматриваемом районе неизвестно. Они изучены палеоботанически по буровым скважинам в 17 разрезах (табл. 11). Данные по многим из них опубликованы (Шик, 1957, 1959; Гричук, 1961а, б; Гузман, 1962). Разрезы у пос. Подруднянский и деревень Глазово и Дроновка рассматриваются как опорные.

Границы распространения обеих морен, перекрывающих одинцовские (рославльские) межледниковые отложения, практически совпадают с границей московского ледника, выделяющейся по геоморфологическим признакам. При этом верхняя морена на всей этой площади является рельефообразующей; с ней связаны как краевые формы, развитые у границы распространения ледника, так и зоны краевых образований, сформировавшиеся при его деградации. Нижняя из двух послерославльских морен повсеместно перекрыта верхней; выходы ее на дневную поверхность встречаются лишь изредка в долинах рек.

Между этими моренами в ряде пунктов встречены аллювиальные и озерные отложения, представленные обычно известковистыми глинами, суглинками, супесями или песками мощностью до 8—10 м, часто с растительными остатками и раковинами пресноводных моллюсков. При палинологическом изучении, проведенном более чем в 10 пунктах, в них обнаружены спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладает пыльца древесных пород, представленных преимущественно сосной или березой (при незначительном участии кустарниковых форм); присутствует пыльца ели (до 30—50%) и ольхи (до 40—50%), а также пихты (до 10—20%). Вверх и вниз по разрезу часто удается проследить, как эти спектры сменяются спектрами перигляциального типа, в которых резко возрастает содержание пыльцы травянистых растений и пыльцы березы (в том числе из секции Nanae). Характерным примером являются отложения, разделяющие две верхние морены в разрезе у д. Глазово (см. ниже).

Приведенные данные позволяют рассматривать эти межморенные отложения как межстадиальные. Правда, в большинстве разрезов эти отложения изучены недостаточно детально, что не позволяет провести их надежную корреляцию. Не исключена возможность, что они относятся не к одному, а к нескольким различным межстадиалам. Но то, что обе послерославльские морены принадлежат одному самостоятельному московскому оледенению, подтверждают все имеющиеся материалы.

Мощность раннемосковской морены, как и днепровской, обычно не превышает 15—20 м и лишь изредка достигает 30—35 м. Мощность позднемосковской морены чаще всего также колеблется в пределах 15—20 м, но в зонах краевых образований иногда возрастает до 40—50 м и более.

Таблица 11

Корреляция палинологически изученных разрезов днепровско-московских отложений Верхнего Приднепровья

Горизонт	Стадия и фаза	Основные компоненты спектров	Палинозона	Тепенино	Прудины (Махнач, 1971)	Пронькино (Махнач, 1971)	Новики (Шик, 1960 б)	Яковская (Шик, 1959)	Дроновка	Богдановщина	Игнатково	Борисово	Беломир (Шик, 1957)	Максименки (Шик, 1957)	Старое Левково	Хмельники (Гузман, 1962)	Кириллы (Шик, 1957)	Подгудянский (Шик, 1957)	Ново-Петрово	Глазово (Гричук, 1961 а, б)
Рославльский	Заключительная фаза	Сосна	od/R_{11}																	
	Рославльский климатический оптимум	Береза, сосна и широколиственные породы	od/R_{10}																	
		Широколиственные породы	od/R_9																	
		Сосна, береза и широколиственные породы	od/R_8																	
	Подрудянское похолодание	Береза	od/R_7																	
		Ель и сосна	od/R_6																	
		Береза	od/R_5																	
	Глазовский климатический оптимум	Сосна и береза с примесью дуба и вяза	od/R_4																	
		Дуб и вяз	od/R_3																	
		Сосна с примесью березы, дуба и вяза	od/R_2																	
	Начальная фаза	Сосна или береза	od/R_1																	
Днепровский	Заключительная стадия		Dnf																	
	Десинский межстадиал		Ds																	
	Предпоследняя стадия		Dnpf																	

Необходимо отметить, что не во всех разрезах одновременно присутствуют все три среднеплейстоценовые морены. Иногда над одинцовскими (рославльскими) межледниковыми отложениями наблюдается только один моренный горизонт (судя по вещественному составу, позднемосковский), а на некоторых участках позднемосковская морена лежит непосредственно на коренных породах. Такие условия залегания позднемосковской морены объясняются, очевидно, процессами ледниковой экзарации.

С этими же процессами, вероятно, связано и залегание в некоторых разрезах лихвинских межледниковых отложений непосредственно под позднемосковской мореной, а также наблюдающееся местами отсутствие днепровской морены (см. рис. 18).

По данным Д. Б. Орешкина (1979), позднемосковская морена на всей территории Верхнего Приднепровья по составу крупнообломочного материала представляет собой закономерно построенный и выдержанный по площади горизонт, в котором широко распространены руководящие валуны из Южной Финляндии и со дна Финского залива — рапакиви, кварцевые порфиры с о-ва Гогланд, уралитовые порфиры, пятнистые граниты, иотнийские кварцитовидные песчаники и др.

Крупнообломочный материал днепровской и раннемосковской морен Верхнего Приднепровья не изучался, так как они редко выходят на дневную поверхность. Однако имеющиеся данные по восточной части Смоленской области и западной части Калужской области показывают, что среднеплейстоценовые морены существенно различаются по составу гравийной фракции (5—10 мм): в днепровской морене резко преобладают обломки осадочных пород (70—80%); в раннемосковской — содержание осадочных пород снижается до 40—50%, а в позднемосковской обычно снова возрастает (до 60—70%).

В отличие от Подмосковья по минералогическому составу фракции 0,05—0,25 мм все три среднеплейстоценовые морены Верхнего Приднепровья близки между собой и характеризуются преобладанием среди тяжелых минералов роговой обманки; некоторые отличия наблюдаются только по содержанию граната, которого и в раннемосковской, и в позднемосковской морене обычно значительно больше, чем в днепровской. Вероятно, это объясняется тем, что в Верхнее Приднепровье и в днепровское и в московское время распространялся скандинавский ледниковый покров; в Подмосковье днепровский ледник имел скорее всего уральско-новоземельское, а московский — скандинавское питание.

Опорный разрез у пос. Подруднянский близ г. Рославля, который может рассматриваться в качестве гипостратотипа одинцовского межледниковья, охарактеризован в разделе «Флора одинцовских межледниковых отложений»; ниже приводятся описания опорных разрезов у деревень Глазово и Дроновка.

Опорный разрез у д. Глазово Барятинского района Калужской области. Межледниковые озерные отложения у д. Глазово были вскрыты в середине 50-х годов скв. 15290. Палеоботаническое изучение этих отложений (Гричук, 1961а, б; Заикина, 1961) показало, что они относятся к нижнему климатическому оптимуму одинцовского межледниковья, который в этом разрезе изучен детальнее, чем в разрезе у пос. Подруднянский, и назван глазовским (Рельеф и стратиграфия..., 1961) [13].

В 1975 г. при геологосъемочных работах на юго-восточной окраине д. Глазово, в ложбине стока ледниковых вод (абс. высота 235 м), наследующей глубокую ложбину ледникового выпахивания (см. рис. 18), было проведено повторное бурение. Скв. 192 под верхнеплейстоценовыми суглинками и супесями с глубины 6,60 м вскрыто: [14]

[13] Спорово-пыльцевая диаграмма вскрытых скв. 15290 древнеозерных отложений приведена на рис. 6, *А*.

[14] Описание керна, подсчет слоев и изучение состава гравийной фракции морен проведены М. И. Маудиной, палинологические анализы выполнены М. Н. Валуевой, карпологические — Ф. Ю. Величкевичем, палеомагнитные — В. А. Ильичевым.

	Глубинам,
$glQ_{II}ms_3$	
1. Суглинок буровато-серый, плотный, грубый, известковистый, насыщенный гравием и галькой гранита, кварцита, опоки, известняка (до 30—85%), в интервале 8,0—10,0 м — прослой песка с гравием и галькой	6,6—12,4
$fgQ_{II}ms_3$	
2. Песок светло-серый, разнозернистый, с глубины 15 м — грубозернистый (до гравелистого), на глубине 17 м — скопление гальки и валунов гранита, кремня, известняка, шокшинского кварцита и других пород	12,4—21,3
$lgQ_{II}ms_3$	
3. Песок серый, тонко- и мелкозернистый, с прослоями темно-серой супеси (1—8 см) и темно-серых листоватых глин (1—2 мм), известковистый (около 1650 пар слоев)	21,3—24,6
$lgQ_{II}ms_3$	
4. Глина тонкослоистая (чередуются прослои светло-серых алевритистых и коричневых жирных глин), известковистая (около 3000 пар слоев)	24,6—28,4
$lgQ_{II}ms_2$	
5. Суглинок коричневато-серый, легкий, сильно известковистый, тонкогоризонтальнослоистый, на плоскостях напластования — с отпечатками листьев (около 1850 пар слоев)	28,4—33,0
$lgQ_{II}ms_1$	
6. Глина тонкослоистая (чередуются светло-коричневые алевритистые и темно-шоколадные жирные прослои), известковистая, с присыпками по плоскостям напластования среднезернистого песка (около 700 пар слоев)	33,0—36,2
$glQ_{II}ms_1$	
7. Суглинок шоколадно-серый, грубопесчаный, плотный, известковистый, с гравием, галькой и валунами (до 12 см) известняка, кремня, гравия, глауконитового песчаника и других пород .	36,2—48,1
$lQ_{II}od$	
8. Гиттия темно-серая, плотная, известковистая, с вкраплениями вивианита, горизонтальнослоистая (около 100 пар слоев) . .	48,1—48,6
$lQ_{II}od$	
9. Песок темно-серый, разнозернистый, глинистый, известковистый, тонкогоризонтальнослоистый, с обильными растительными остатками (около 500 пар слоев)	48,6—51,3
$lQ_{II}od$	
10. Мергель (известковистый диатомит) голубовато-серый, тонкогоризонтальнослоистый, с мелким растительным детритом (около 5500 пар слоев)	51,3—57,1
$lgQ_{II}dn$	
11. Глина серая, известковистая, с горизонтальной слоистостью, обусловленной неравномерной алевритистостью и наличием на плоскостях напластования присыпок песка, с глубины 64,0 м — глина кофейно-серая, неизвестковистая (около 38000 пар слоев)	57,1—66,0
$glQ_{II}dn$	
12. Суглинок серовато-бурый, грубый, плотный, известковистый, насыщенный гравием, галькой и валунами (преимущественно известняка и кремня), в интервалах 108,2—111,0 и 117,1—117,3 м — скопления валунов	66,0—117,5
Ниже скважина вошла в известняки нижнего карбона.	

Вырисовывающаяся по спорово-пыльцевой диаграмме этого разреза (рис. 20) очень детальная картина развития растительности в позднеднепровское время и в течение глазовского климатического оптимума принципиально не отличается от полученной ранее, однако большой интерес представляет ее сопоставление с результатами подсчета годичных слоев. По этим данным, накопление позднеднепровских ленточных глин происходило в течение 3800 лет; при этом продолжительность деснинского межстадиала (интервалл 59,0—61,0 м), выделяющегося кульминацией пыльцы ели (15%) и ольхи (30%) при значительном уменьшении содержания пыльцы березы из секций Nanae и Fruticosae, составляет около 1000 лет. Длительность глазовского климатического оптимума (вместе с начальной фазой межледниковья) составляет не менее 6000 лет, из которых на фазу широколиственных лесов (палинозона R_3) приходится не менее 2500 лет [15].

При карпологическом анализе в межледниковых отложениях опреде-

[15] Так как смена сезонов могла не всегда достаточно отчетливо проявляться в формировании слоев, продолжительность накопления осадков должна рассматриваться как минимальная

лено 55 таксонов, среди которых преобладают водные (45%) и болотные (39%) формы, в том числе Salvinia natans (L.) All., Najas marina L., N. minor L., Azolla interglacialica Nikit., Potamogeton cf. dvinensis Wieliczk. Встречены остатки Acer campestre L. и Larix sp.

Интересные данные получены при палинологическом изучении озерных отложений, разделяющих две послеславльские морены и имеющих хорошо выраженное циклическое строение: залегающие на раннемосковской морене озерно-ледниковые глины (слой 6) сменяются известковистыми суглинками с растительными остатками (слой 5), выше снова переходящими в озерно-ледниковые глины и пески (слои 4 и 3). Хотя во всей межморенной толще преобладает пыльца березы, в суглинках слоя 5 содержание пыльцы берез секций Nanae и Fruticosae не превышает 20%, в то время как в ниже- и вышележащих отложениях оно достигает 50—60%. Характерно для суглинков слоя 5 и заметное участие в составе спорово-пыльцевого спектра пыльцы ели (от 15 до 25%) и сосны (от 10 до 25%), присутствие пыльцы пихты (до 10%) и лиственницы (до 5%), а также некоторое увеличение количества древесной пыльцы. Все это позволяет рассматривать суглинки слоя 5 как межстадиальные. По данным подсчета годичных слоев, накопление внутримосковских озерных отложений продолжалось не менее 6000 лет, из которых на межстадиальное время приходится не менее 1850 лет.

По минералогическому составу фракции 0,05—0,025 мм обе московские морены очень сходны между собой, но значительно отличаются от днепровской меньшим содержанием устойчивых минералов (рутила, циркона, дистена, ставролита и турмалина) при более высоком содержании граната. Содержание роговой обманки в моренах практически одинаково.

По составу гравийной фракции (5—10 мм) все три морены довольно значительно различаются между собой. В днепровской морене преобладают обломки осадочных пород (более 80%), в раннемосковской морене их содержание снижается до 40—45%, а в позднемосковской — снова возрастает до 60—65%. Аналогичным образом изменяется и содержание кремней среди осадочных пород — 30—40% в днепровской морене, менее 20% в раннемосковской и 30—40% в позднемосковской. Кроме того, позднемосковская морена отличается и от днепровской, и от раннемосковской относительно меньшим содержанием основных и ультраосновных пород.

Следует отметить, что состав обломочного материала в каждой из морен достаточно выдержан и изменяется в сравнительно небольших пределах (особенно наглядно это видно на примере днепровской морены, по которой изучено 15 проб).

Палинологическое изучение раннемосковской морены показало, что в ее нижней части явно доминирует пыльца, захваченная из рославльских межледниковых отложений; вверх по разрезу спорово-пыльцевые спектры близки по составу к спектрам ледниковых отложений.

Все три морены Глазовского разреза в основном характеризуются прямой намагниченностью; однако в раннемосковской и днепровской моренах выделены интервалы с обратной намагниченностью (глубина 39—43 и 77—83 м).

Опорный разрез у д. Дроновка Сафоновского района Смоленской области. По этому разрезу, вскрытому в 1976 г. при геологосъемочных работах, также проведены детальные комплексные исследования ледниковых и межледниковых отложений среднего плейстоцена [16]; при этом получены данные, очень хорошо сопоставляющиеся с результатами изучения Глазовского разреза. Скв. 347, заложенной в 1 км восточнее д. Дроновка, на пологоволнистой моренной равнине (абс. высота 238 м), вскрыто:

---

[16] Описание керна и изучение вещественного состава морен проведены И. П. Бирюковым, палинологические анализы выполнены М. Н. Валуевой, карпологические — Ф. Ю. Величкевичем, палеомагнитные — В. А. Ильичевым.

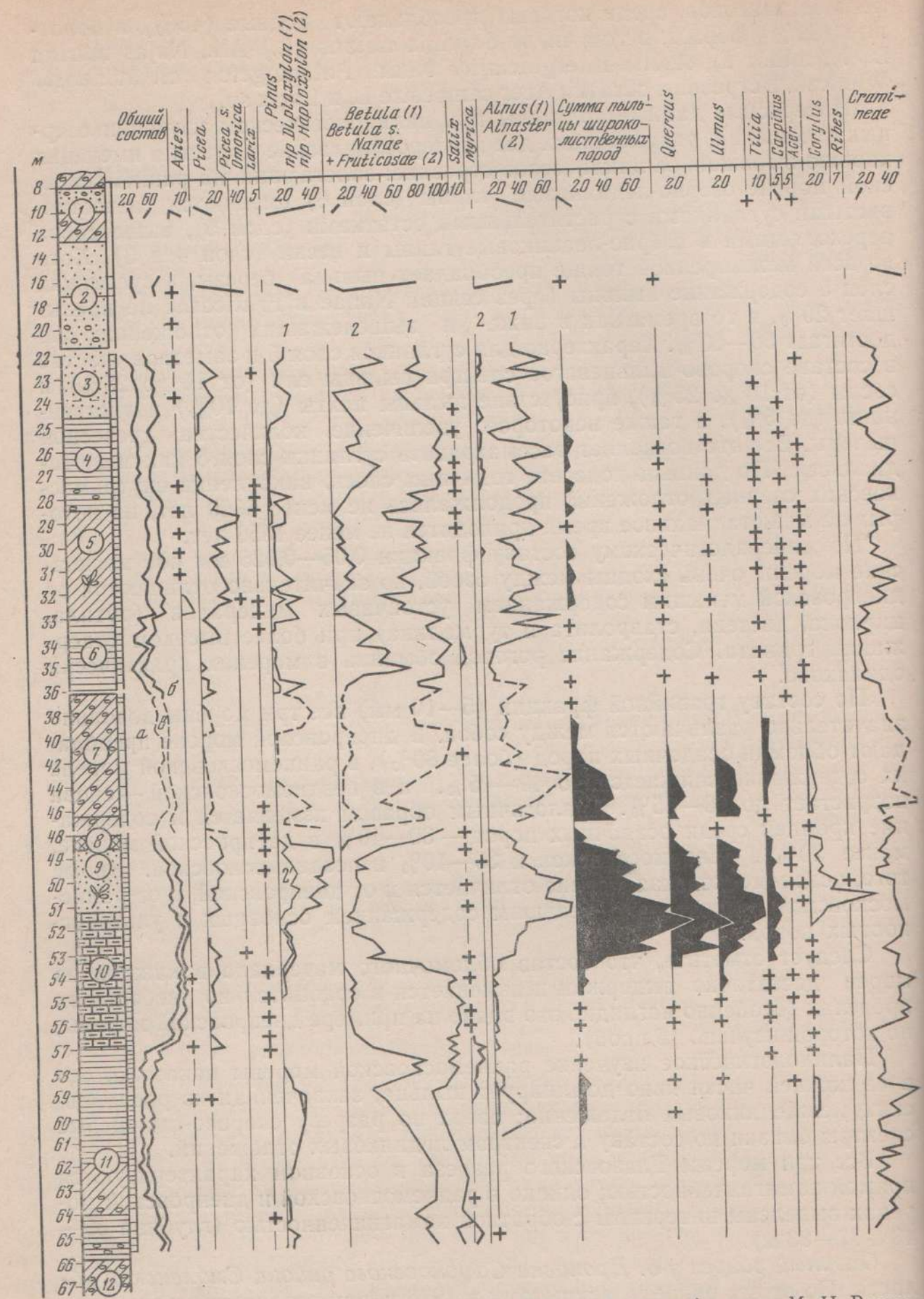


Рис. 20. Спорово-пыльцевая диаграмма по скв. 192 у д. Глазово (анализы М. Н. Валуевой, материалы М. И. Маудиной)

Условные обозначения см. на рис. 1

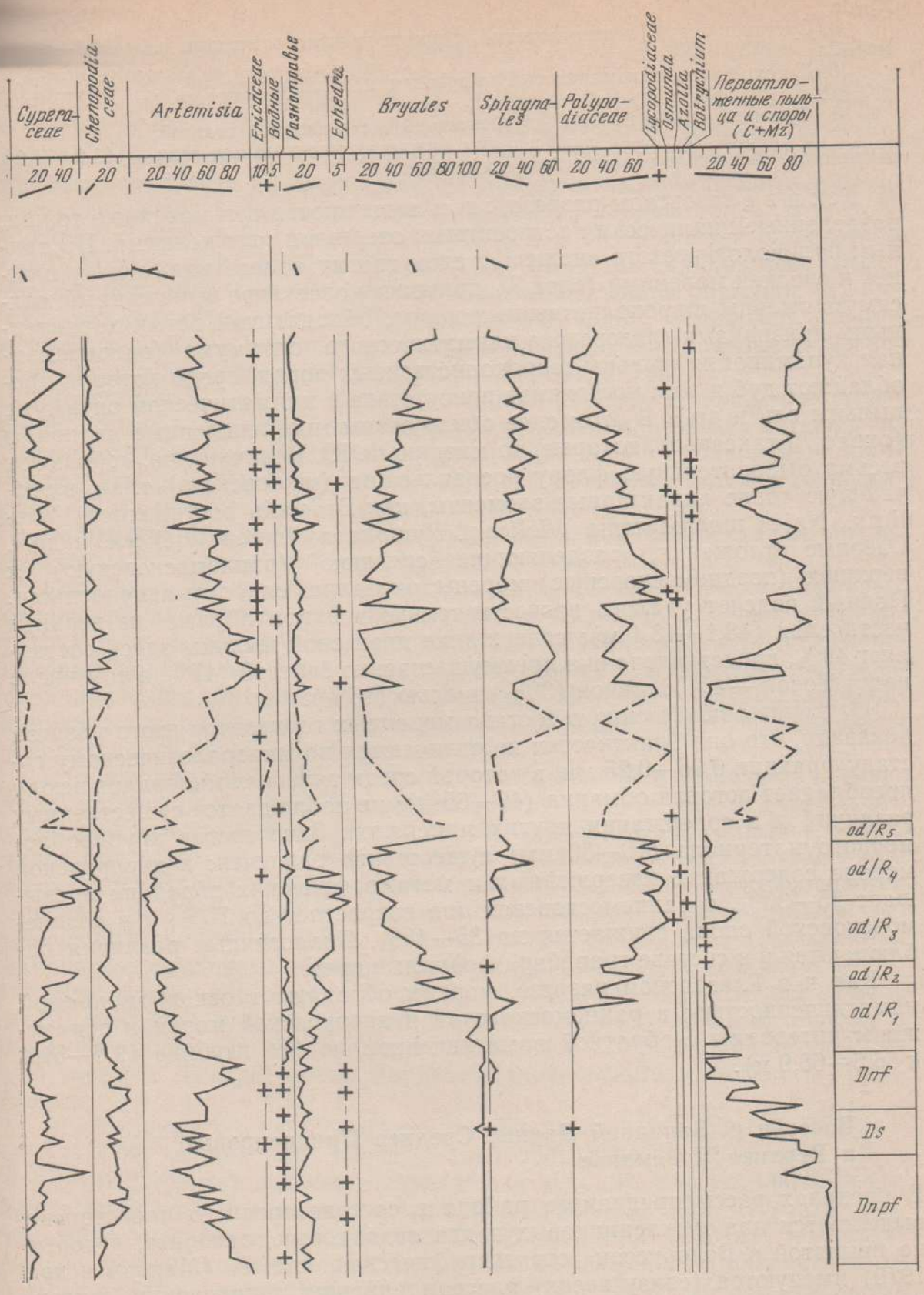
Глубина, м

prQ_{III}

1. Суглинок коричневато-серый, вверху тонкий, однородный, ниже — тяжелый, гнездами оторфованный, в основании — с гравием и мелкой галькой . . . . . 0,0—5,8

$glQ_{II}ms_3$

2. Суглинок буровато-коричневый, плотный, грубопесчаный, с гравием, галькой и валунами . . . . . 5,8—38,0



$^{l}Q_{II}ms_{1-3}$

3. Песок желтовато-серый, мелко-среднезернистый, тонкослоистый, в нижней части с прослоями желтовато-серого суглинка . . 38,0—42,8
4. Суглинок коричневато-серый, тонкопесчаный, в верхней части с прослоями песка, в нижней — шоколадно-коричневой глины . 42,8—44,8

$^{gl}Q_{II}ms_{1}$

5. Суглинок серовато-коричневый, плотный, грубопесчаный, с гравием и галькой . . . . . 44,8—51,6

$^{l, h}Q_{II}od$

6. Суглинок серый, заторфованный . . . . . 51,6—52,8

$^{l}Q_{II}od$

7. Гиттия темно-бурая, грубодетритовая, песчанистая, на глубине 54 м с прослоем мергеля (0,1 м) . . . . . 52,8—55,4
8. Гиттия темно-серая, тонкослоистая . . . . . 55,4—56,3

	Глубина, м
$^{l}Q_{II}dn$ 9. Суглинок серый, неясно-слоистый, с растительными остатками .	56,3—59,0
$^{lg}Q_{II}dn$ 10. Песок серый, разнозернистый, с гравием и мелкой галькой .	59,0—61,0
$^{gl}Q_{II}dn$ 11. Суглинок серый, плотный, грубопесчаный, с гравием и галькой, в нижней части — с включениями нижнекаменноугольных глин	61,0—76,0

Ниже скважина вошла в глины нижнего карбона.

Как и в Глазовском разрезе, здесь выделяются три моренные толщи, разделенные циклически построенными озерными отложениями. По данным палинологического анализа, к слою гиттии, залегающей между нижней и средней моренами (слой 7), приурочен отчетливо выраженный максимум пыльцы широколиственных пород, обладающий всеми характерными признаками глазовского климатического оптимума (одновременная кульминация пыльцы широколиственных пород, среди которой преобладают дуб и вяз; постоянное присутствие в климатическом оптимуме пыльцы ели и др.). В этом слое обнаружены многочисленные карпоиды (около 70 таксонов), которые, по мнению Ф. Ю. Величкевича, «образуют весьма выразительную флору рославльского (шкловского) типа, включающую такие характерные элементы, как Brasenia borysthenica Wieliczk., Najas macrosperma Wieliczk., Nymphaea cinerea Wieliczk. и др.». Озерные отложения, разделяющие среднюю (раннемосковскую) и верхнюю (позднемосковскую) морены, оказались слабо пыльценосными. Полный подсчет удалось провести только в одном образце из верхней части слоя (43,1—43,4 м); содержание древесной пыльцы здесь составляет 48%, представлена она преимущественно березой (47%, в том числе недревесной — 4%), сосной (30%) и елью (16%).

Изучение вещественного состава моренных горизонтов этого разреза показало, что они практически не отличаются по минералогическому составу фракции 0,05—0,25 мм, в которой среди тяжелых минералов всюду преобладает роговая обманка (40—65%); не наблюдается существенных различий и в содержании других минералов. Зато состав крупнообломочного материала (10—50 мм) существенно различен: в днепровской морене содержание изверженных и метаморфических пород не превышает 25—30%, в раннемосковской оно возрастает до 75%, а в позднемовсковской снова снижается до 35—45%. Аналогичные различия наблюдаются и в составе гравийной фракции морен.

Как и в Глазовском разрезе, морены обладают в основном прямой намагниченностью; в раннемосковской и днепровской моренах обнаружены интервалы с обратной намагниченностью (на глубине 49,8—51,4 и 66,6—68,9 м).

Бассейн р. Западной Двины, Среднее Приднепровье и Верхнее Понеманье

В пределах рассматриваемого района в составе среднего плейстоцена выделяются два межледниковых и два ледниковых горизонта, которые по принятой в Белоруссии стратиграфической схеме (Махнач и др., 1970) именуются (снизу вверх) александрийским, днепровским, шкловским и сожским. Александрийский горизонт по палеоботанической характеристике идентичен лихвинскому, а шкловский — рославльскому (одинцовскому) горизонту центральной части Русской равнины, что позволяет уверенно сопоставлять сожский и московский горизонты.

В днепровском горизонте выделяются столинские и новозыбковские стадиальные слои, разделенные узденскими интерстадиальными отложениями; такое же сложное строение имеет и сожский горизонт, в котором морены славгородской и могилевской стадий разделяются отложениями горецкого интерстадиала.

Ориентировочные подсчеты показывают, что на долю среднего плейстоцена приходится примерно 70% объема всего четвертичного покрова Белоруссии.

Александрийский горизонт назван по д. Мал. Александрия Шкловского района Могилевской области, где межледниковые отложения были выявлены Г. Ф. Мирчинком, В. С. Доктуровским, В. И. Громовым и Е. Н. Щукиной в 1929 г. и детально изучены в разрезе Матвеев Ров (Горецкий, 1970; Махнач, 1971). В настоящее время отложения александрийского горизонта выявлены почти в 200 пунктах (обнажениях и буровых скважинах) и палинологически охарактеризованы более чем в 30 пунктах. Наиболее детально они изучены у д. Жидовщизна (Принеманское) Гродненского района Гродненской области (Якубовская, 1976), где в семенной флоре обнаружены остатки 187 видов растений (из них 28% составляют экзоты и 10% — вымершие виды). Наиболее распространены пески, слагающие нижнекривичскую и верхнекривичскую погребенные свиты аллювия Пра-Днепра (Горецкий, 1970).

Днепровский горизонт является важным репером в толще плейстоцена. Наиболее распространены моренные отложения, подошва которых залегает на абсолютных высотах от —110 м (западнее Гродно) до +194 м (район Ивенца). Максимальная мощность моренных отложений достигает 133 м (район Гродно), средняя составляет 15—16 м.

Моренные отложения столинской и новозыбковской стадий различаются по ряду литологических признаков (табл. 12).

Сопоставление литологических особенностей днепровских моренных отложений различных районов позволило выделить в пределах Белоруссии пять терригенно-минералогических провинций, существование которых определяется следующими факторами: дальностью переноса скандинавского материала, особенностями моренного литогенеза (связанными с морфологией субчетвертичной поверхности), составом местной питающей провинции (Гурский, 1974).

Отложения узденского интерстадиала выявлены в 14 разрезах. Мощность узденских отложений изменяется от 3—5 до 10—14 м. Обычно это озерные и озерно-аллювиальные глины, супеси, пески, иногда с растительными остатками и малакофауной. Палинологически изучены три разреза, в которых на фоне преобладающей пыльцы березы выделяются два или три интервала, в которых возрастает содержание пыльцы сосны (до 80%) и ели (до 20%), исчезает пыльца Betula nana и появляются единичные пыльцевые зерна широколиственных пород (Махнач, 1971).

Шкловский горизонт назван по обнажению Нижнинский Ров у г. Шклова, где межледниковые отложения, представленные торфом и другими органогенными породами, залегают в уступе второй надпойменной террасы Днепра между моренами днепровского и сожского горизонтов.

В настоящее время шкловские отложения известны почти в 100 разрезах; в 30 из них они изучены палеоботанически (см. рис. 10 и табл. 13). Подошва шкловских отложений находится на абсолютных высотах от 18 до 179 м; размах дошкловского рельефа (161 м) почти соответствует амплитуде доалександрийского рельефа (152 м), но значительно меньше современного (около 250 м). Мощность шкловского горизонта обычно не превышает 10 м, реже это 10—20 м, а в отдельных случаях 30—40 м.

Чаще всего шкловские отложения представлены озерными фациями. Это супеси, суглинки, глины, реже карбонатные породы; в нескольких разрезах известны диатомиты. Органогенные породы (торф, гитти) известны почти в 20 разрезах. Аллювиальные пески наиболее широко распространены в долине Пра-Днепра и его притоков, где слагают рославльскую погребенную аллювиальную свиту (Горецкий, 1970).

В разрезах Нижнинский Ров и Костеши Копыльского района Минской области выявлено 185 форм растений, из которых 16% являются экзотами и 3% — вымершими (Еловичева, 1979). Таким образом, в шкловских отложениях по сравнению с александрийскими значительно сокращается количество экзотов и вымерших видов. Палинологические диаграммы шкловских отложений обладают рядом признаков, отличаю-

Таблица 12

Литологические особенности морен днепровского горизонта

Показатель	Столинская стадия	Новозыбковская стадия
Окраска	Коричневато-бурая, часто серая, зеленовато-серая	Преимущественно желто-бурая, красно-бурая
Состав валунов	Преобладают кристаллические породы, осадочных не более 20—30%	Осадочные породы до 40%
Гранулометрический состав	Глинистый и суглинистый	Супесчаный, суглинистый и песчаный
Минералогический состав*:		
Легкая фракция, %:		
кварц	90,0	83,6
полевые шпаты	5,3	10,8
коэффициент выветрелости **	17,7	8,8
Тяжелая фракция, %:		
ильменит и лейкоксен	25,7	17,2
силлиманит	2,4	0,6
ставролит	6,3	2,3
амфиболы	19,2	25,9
гранаты	10,4	15,9
коэффициент выветрелости **	1,4	0,5
Глинистые минералы	Монтмориллонит с примесью гидрослюд и каолинита	Гидрослюды с примесью монтмориллонита и каолинита

* Приведены средние значения, рассчитанные по результатам анализа более 350 образцов.
** Отношение количества устойчивых минералов к количеству неустойчивых.

щих их от диаграмм налибокского (нижнеплейстоценового), александрийского (лихвинского) и муравинского (микулинского) межледниковий. К основным особенностям относятся: 1) наличие двух четких максимумов пыльцы широколиственных пород и разделяющего их похолодания: во время климатических оптимумов широколиственные породы, ольха и орешник появляются и кульминируют одновременно; 2) преобладание в составе пыльцы широколиственных пород дуба и вяза, большое участие лещины в нижнем оптимуме, а граба и березы — в верхнем; 3) небольшое участие пыльцы ели и присутствие единичных зерен пихты в фазах климатических оптимумов. Эти и другие особенности спорово-пыльцевых спектров шкловских отложений позволяют уверенно сопоставлять их с межледниковыми отложениями разреза у пос. Подруднянский и других разрезов одинцовских межледниковых отложений центра Русской равнины.

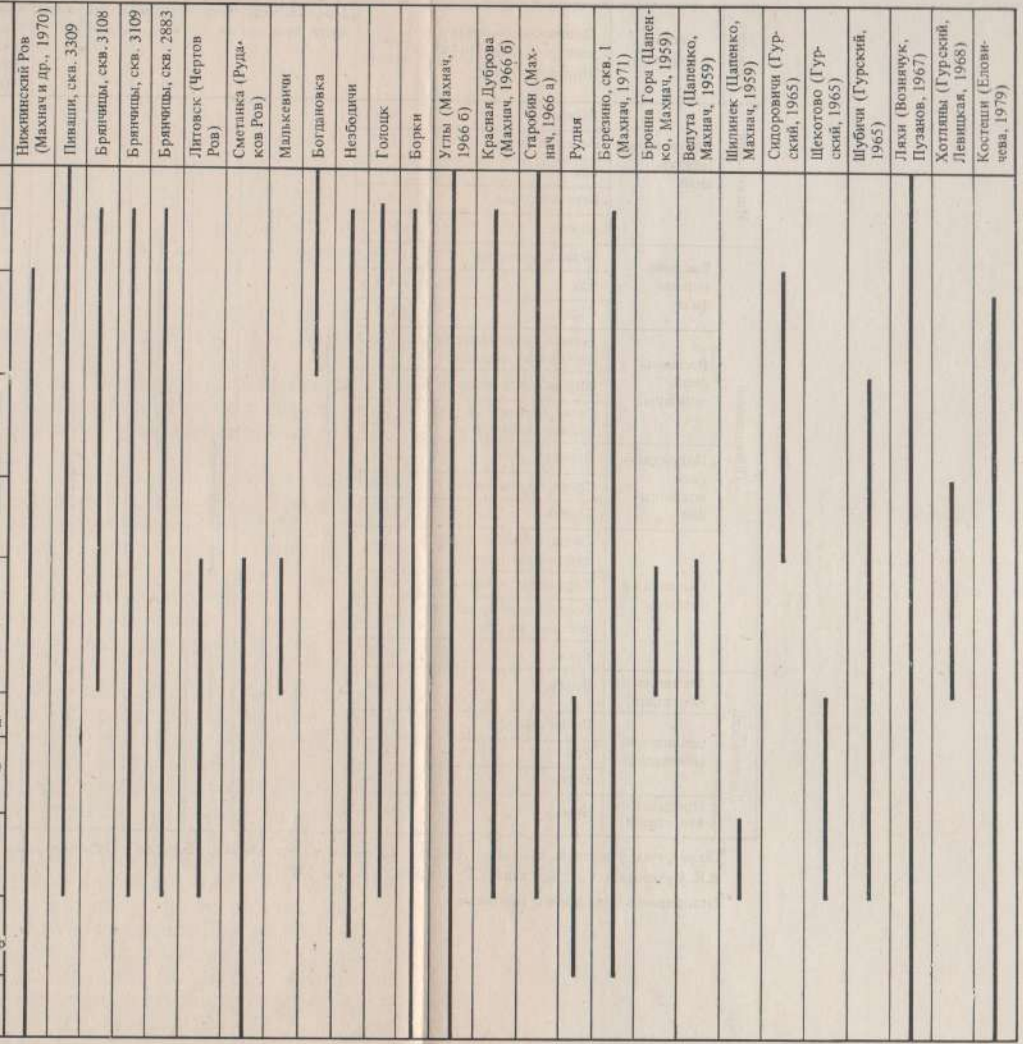
Сожский горизонт представлен комплексом моренных, водно-ледниковых, озерно-болотных, озерно-аллювиальных и перигляциальных отложений суммарной мощностью до 150—160 м. Как и для днепровского горизонта, наиболее характерны моренные отложения. Их подошва залегает на абсолютных высотах от 6 до 273 м, и, таким образом, размах этой поверхности близок к амплитуде современного рельефа Белоруссии. Мощность моренных отложений изменяется от нескольких метров до 40—50 м; в ложбинах ледникового выпахивания и зонах краевых ледниковых образований она достигает 100 м и более.

Как уже упоминалось, в сожском горизонте выделяются морены славгородской и могилевской стадий. Граница славгородской (максимальной) стадии совпадает с границей сожского оледенения и проходит севернее Каменца на Ивацевичи — Барановичи — Солигорск — Любань — Глуск — Бобруйск — Рогачев — южнее Славгорода, Рославля, в общих чертах совпадая с северной границей Полесья. Краевые образования мо-

Таблица 13

Корреляция важнейших палинологически изученных разрезов днепровско-московских отложений бассейна р. Западной Двины, Среднего Приднепровья и Верхнего Понеманья

Горизонт	Стадия и фаза		Характер растительности
Сожский	Ранняя стадия сожского оледенения		Разреженные березовые леса
Шкловский	Заключительная фаза		Березовые и хвойно-березовые леса с ивой и ольхой
	Второй климатический оптимум	Конец	Березово-сосновые леса с елью, ольхой и небольшой примесью широколиственных пород
		Середина	Хвойно-широколиственные (дуб, липа, вяз и граб) леса с березой и ольшаники
		Начало	Березово-сосновые леса с примесью ели и широколиственных пород
	Промежуточное похолодание		Березово-сосновые или сосново-березовые леса с елью, ивой, иногда с незначительной примесью широколиственных пород
	Первый климатический оптимум	Конец	Хвойно-широколиственные леса с березой
		Середина	Широколиственные (дуб, липа, вяз, клен) леса с лещиной, ольшаники
		Начало	Сосново-березовые леса с примесью ели и широколиственных пород
	Начальная фаза		Сосново-березовые, иногда березово-сосновые леса с примесью ели, ольхи и ивы
Днепровский	Поздняя стадия днепровского оледенения		Разреженные березовые леса



Заказ № 4016

Таблица 17

Корреляция палинологически изученных разрезов днепровско-московских отложений Ярославско-Костромского Поволжья*

Горизонт	Стадия и фаза	Основные компоненты спектров (Шик, 1974; Писарева, 1971)	Палинозона	Беркаиха	Захарьино	Челсма	Сулинское	Пепелово	Анюг	Бибирево, скв. 104, 140	Мычково	Дарцево**	Дубоколиха	Ханеевка	Веригино**	Плосково	Галич
Московский	Костромской межстадиал	Береза	Ms_3														
		Береза и сосна	K_3														
		Ель	K_2														
		Береза и сосна	K_1														
		Береза	Ms_1														
Одинцовский	Заключительная фаза	Береза, сосна, ель	od/R_{13}														
		Ель	od/R_{12}														
		Сосна	od/R_{11}														
	Рославльский оптимум	Береза, сосна и широколиственные породы	od/R_{10}														
		Широколиственные пор.	od/R_9														
		Сосна, береза и широколиственные породы	od/R_8														
	Подрудянское похолодание	Береза	od/R_7														
		Сосна, береза и ель	od/R_6														
		Береза	od/R_5														
	Глазовский оптимум	Сосна, береза и широколиственные породы	od/R_4														
		Широколиственные пор.	od/R_3														
		Сосна, береза и широколиственные породы	od/R_2														
		Сосна	od/R_1														
Днепровский	Заключительная стадия	Береза	Dnf														
	Деснинский межстадиал	Сосна и береза	Dsc														
		Ель	Dsb														
		Сосна	Dsa														
	Предпоследняя стадия	Береза	Dnpf														

*По разрезам у деревень Мычково, Дарцево, Дубоколиха, сел Ханеевка, Веригино, Плосково использованы данные Г.В. Абрамова, Р.Ф. Ворониной, В.К. Кузнецова, С.Л. Бреслава, С.В. Алехина (Бреслав, 1971).

**Отложения в нарушенном залегании.

Таблица 14

Литологические особенности морен сожского горизонта

Показатель	Славгородская стадия	Могилевская стадия
Гранулометрический состав	Супесчаный и суглинистый	Супесчаный и песчаный
Минералогический состав *:		
Легкая фракция, %:		
кварц	87,5	80,2
полевые шпаты	8,1	14,1
коэффициент выветрелости	9,1	5,0
Тяжелая фракция, %:		
ильменит+лейкоксен	16,0	15,4
силлиманит	0,2	Ед. зерна
ставролит	1,5	1,6
амфиболы	30,6	29,2
гранаты	19,0	18,0
коэффициент выветрелости	0,39	0,36

* Приведены средние значения, рассчитанные по результатам анализа около 180 образцов.

гилевской (постмаксимальной) стадии протягиваются примерно по линии Свислочь — Порозово — Ружаны — Копыль — Могилев — Дрибин — Мстиславль.

Характерно наличие в сожской морене большого количества отторженцев, чаще всего меловых, девонских и палеогеновых пород мощностью до 70—80 м. Другие особенности литологии морен сожского горизонта приведены в табл. 14.

В целом по литологическим данным морены днепровского и сожского горизонтов довольно значительно различаются между собой (см. табл. 12 и 14); в сожском горизонте увеличивается содержание неустойчивых минералов как в тяжелой, так и в легкой фракции и соответственно уменьшается коэффициент выветрелости. Для сожского горизонта характерно и более высокое содержание граната. Еще отчетливее эти различия проявляются в составе галечного и валунного материала: в днепровских моренах почти в 2 раза больше обломков осадочных пород, чем в сожских.

Разделяющие морены славгородской и могилевской стадий отложения горецкого интерстадиала выявлены в 27 разрезах. Интересен разрез у д. Борки, где горецкие отложения залегают выше шкловских (Махнач, 1971). Мощность интерстадиальных отложений достигает 15—25 м; чаще всего это озерные и озерно-аллювиальные образования (рис. 21). Палинологически горецкие отложения изучены (довольно фрагментарно) по пяти разрезам. Для них характерно преобладание пыльцы сосны, на фоне которой наблюдаются небольшие кульминации пыльцы ели (до 19%); в интервалах между ними иногда возрастает содержание пыльцы березы. Очевидно, в изученных разрезах представлены отдельные фрагменты межстадиальных отложений, разделяющих морены славгородской и могилевской стадий. Важнейшие опорные разрезы среднего плейстоцена Среднего Приднепровья и Верхнего Понеманья (Нижнинский Ров, Костеши, Пиваши и др.) достаточно полно охарактеризованы в недавно опубликованных работах Б. Н. Гурского (1974), Я. К. Еловичевой (1979) и других белорусских исследователей.

Южная Прибалтика

На территории Южной Прибалтики в среднем плейстоцене, по палеоботаническим и геологическим данным, установлены два межледниковых и два ледниковых горизонта. Более древнее межледниковье названо

д. Хвойник
д. Борги
д. Блазна
д. Брагино
р. Хотова
д. Лесино
п. Ляховичи
д. Кунавичи
д. Войково
д. Ячейка
д. Болицк
д. Гребенка
д. Черногубово
д. Бирс
д. Рабки
пос. Красное
0 20 40 60 80 100 км

бутенайским. Оно сопоставляется с лихвинским межледниковьем на востоке и гольштейнским — на юго-западе. Спорово-пыльцевые диаграммы отложений бутенайского межледниковья имеют те же основные признаки, которые установлены для диаграмм лихвинского и гольштейнского межледниковий. Бутенайские отложения залегают на ледниковых отложениях нижнего плейстоцена и покрываются моренами жямайтийского (днепровского) оледенения. Морены жямайтийского возраста, достигающие местами мощности до 40 м, отличаются бурой, красновато-бурой и серовато-бурой окраской, компактностью, твердостью и обилием крупнообломочного материала. Для них характерны эрратические валуны: выборгского рапакиви, готландского кварцевого порфира и порфирита, хельсинкита, уралитового порфирита и других пород Южной Финляндии.

Более молодое межледниковье названо О. П. Кондратене (1973) снайгупельским. Морена, перекрывающая снайгупельские отложения, выделяется под названием мядининкской и сопоставляется с московской мореной центральной части Русской равнины. Морены мядининкского возраста отличаются от других наличием руководящих валунов кристаллических пород Северной Швеции и дна Ботнического залива — порфиры Родо и Ально, ботнические порфиры и гранофиры. Мядининкские морены покрывают всю территорию Южной Прибалтики, мощность их достигает местами 20—80 м.

Озерные органогенные отложения снайгупельского межледниковья обнаружены и изучены в нескольких местах юго-восточной части Литвы. Пыльцевые диаграммы снайгупельских отложений обладают специфическими чертами, отличающими их от пыльцевых диаграмм других межледниковий (рис. 22). В снайгупельских отложениях можно выделить семь пыльцевых зон, сменяющих одна другую в такой последовательности: S_1 — березы, лиственницы, сосны; S_2 — березы, сосны с примесью ели и лиственницы; S_3 — березы с примесью широколиственных; S_4 — дуба, липы, ольхи; S_5 — граба, орешника, ольхи; S_6 — сосны, ели с примесью широколиственных; S_7 — сосны. Зону S_4, основываясь на количественном распространении пыльцы лесообразующих древесных пород, можно подразделить на две подзоны: S_{4a} — с повышенным содержанием пыльцы липы (до 25%) и отсутствием или небольшим количеством пыльцы орешника и $S_{4б}$ с незначительным количеством пыльцы липы (2—8%) и высоким содержанием пыльцы орешника (до 70%). Для пыльцевых диаграмм снайгупельского межледниковья характерны следующие особенности: 1) дуб кульминирует 2 раза; 2) пыльца широколиственных, за исключением пыльцы граба, появляется почти одновременно; 3) кривая пыльцы липы растянута и не образует резкого максимума; 4) максимум пыльцы орешника (обычно меньше 100%) расположен выше максимума липы; 5) пыльца ольхи появляется и распространяется раньше пыльцы орешника; 6) в отложениях первой половины межледниковья постоянно присутствует пыльца лиственницы, иногда до 40%.

В снайгупельской флоре установлена группа вымерших видов (Najas lithuanica Risk., N. e. gr. tenuissima A. Benn., Brasenia cf. borysthenica

Рис. 21. Геологический разрез четвертичных отложений по линии д. Хвойник — пос. Красное (составил Б. Н. Гурский)

Индексы на рисунке и в тексте: левая часть — генетические типы отложений: al — аллювиальные; gl — ледниковые (морена); km — камовые; fg — флювиогляциальные (fg_s — флювиогляциальные надморенные, fg_i — флювиогляциальные подморенные); lg — озерно-ледниковые; g-al — гляциоаллювиальные; l — озерные; lal — озерно-аллювиальные; h — болотные; pr — перигляциальные (лёссы); правая часть индексов — стратиграфические горизонты и слои: Q_{IV} — голоцен; $Q_{III}p\check{z}$ — поозерский (валдайский), $Q_{II}mr$ — муравинский, $Q_{II}sz\check{}$ — сожский ($Q_{II}sz_3\check{}$ — могилевская стадия, $Q_{II}sz_2\check{}$ — горецкие слои, $Q_{II}sz_1\check{}$ — славгородская стадия); $Q_{II}sk\check{}$ — шкловский; $Q_{II}dn$ — днепровский ($Q_{II}dn_3$ — новозыбковская стадия, $Q_{II}dn_2$ — узденские слои, $Q_{II}dn_1$ — столинская стадия); $Q_{II}alk$ — александрийский; $Q_I br$ — березинский; $Q_I nb$ — налибокский, $Q_I bl$ — белорусский

Larix
Picea
Pinus
Betula
Corylus
Ulmus
Quercus
Tilia
Carpinus
Alnus
Acer
Ligustrum
Sambucus
Salix
Ericales
Humulus
Poaceae
Cyperaceae
Artemisia
Chenopodiaceae
Apiaceae
Cruciferae
Potamogeton
Typhaceae
Bolboe
Varia
Bryales
Sphagnales
L. annotinum
L. clav.+comm.
Lycopodium selago
Selaginella sibirica
Equisetum
Polypodiaceae
Polyp. vulgare
Osmunda
Salvinia
Azolla
4,40
6,10
Zelkova 1n.
Vitis 1n.
Vitis 1n.
Vitis 1n.
Trapa 1n.
Trapa 1n.
Trapa 1n.
Trapa 1n.
Trapa 1n.
Trapa 1n.
Trapa 1n.
Trapa 1n.
Eph. 1n.
S5
S6

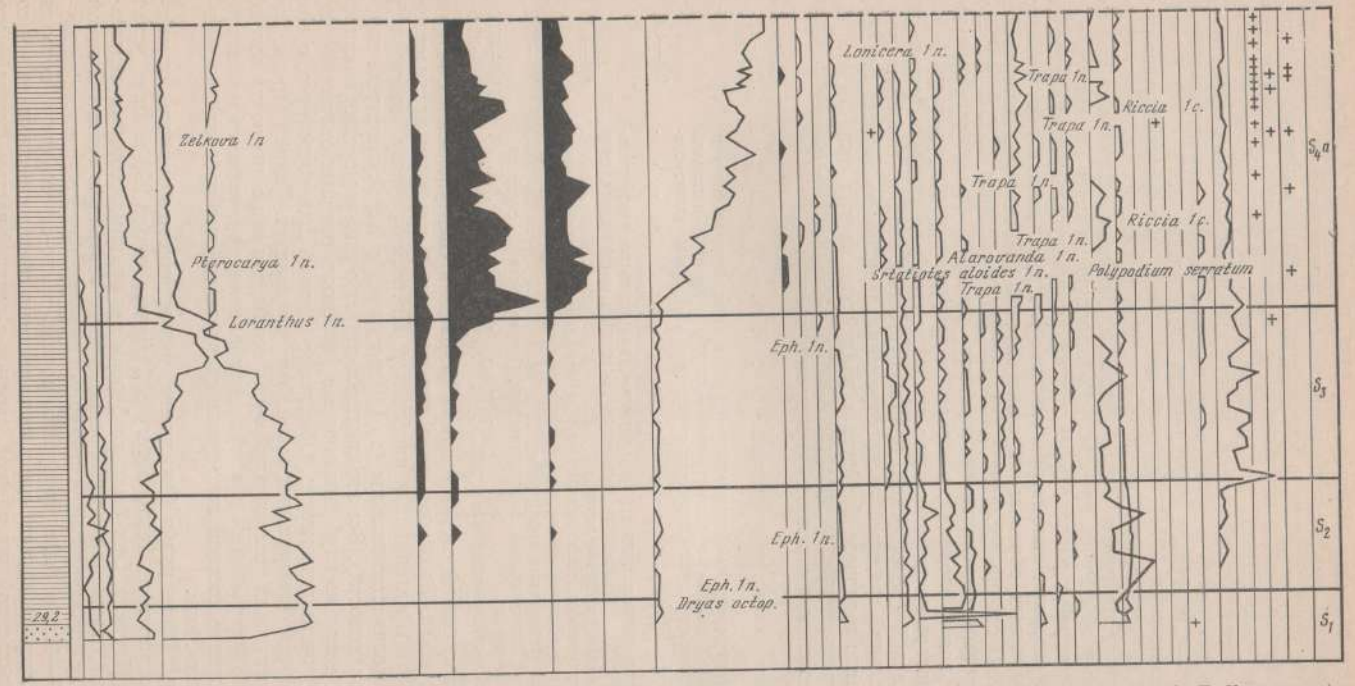


Рис. 22. Спорово-пыльцевая диаграмма снайгупельских отложений в стратотипическом разрезе Снайгупеле (материалы и анализы О. П. Кондратене)

Условные обозначения см. на рис. 1

Wieliczk.), которая не встречается в отложениях мяркинского (микулинского) возраста (Величкевич, 1973; Ришкене, 1972, 1976). Обнаружено большое количество остатков (мегаспор, массул) папоротника Azolla, не установленных в мяркинских отложениях Литвы. В отложениях снайгупельского межледниковья отсутствует пыльца пихты, сравнительно мало пыльцы ели, остатки Taxus не были обнаружены. Все это отличает их от отложений бутенайского (лихвинского) возраста.

Наиболее полно и лучше всего изучены разрезы снайгупельских отложений — Снайгупеле и Буйвиджяй (Кондратене, 1973, 1976; Кондратене, Вишневская, 1974). Стратотипом данного межледниковья является разрез Снайгупеле, верхняя часть которого обнажается в долине небольшого ручья Снайгупеле (левый приток р. Нямунас, в 2 км ниже курорта Друскининкай). Ручей прорезает 12-метровую террасу р. Нямунас, в цоколе которой и расположены отложения снайгупельского палеоводоема. В нескольких километрах севернее г. Друскининкай протягивается полоса краевых образований аукштайтской (вепсовской, померанской, поморской) стадии последнего (валдайского) оледенения. С юга к этой полосе примыкает флювиогляциальная равнина (флювиогляциальная латеральная прадолина), к которой и приурочен рассматриваемый разрез. Некоторые исследователи в пределах этой равнины проводят границу грудаской (бологовской, бранденбургской) стадии, совпадающую с максимальной границей распространения ледника последнего оледенения, однако в разрезе Снайгупеле валдайская морена отсутствует.

В стратотипическом разрезе Снайгупеле последовательность слоев (по обнажению и скважине) сверху вниз такова:

	Глубина, м
alQ_3	
1. Песок желтый, разнозернистый	0,0—2,3
glQ_2md	
2. Суглинок моренный красновато-бурый, в нижней части (на контакте с озерными отложениями) — серый, с гравием и галькой осадочных и кристаллических пород (до 15%), преобладают осадочные породы	2,3—4,4
lQ_2sn	
3. Глина сапропелевая (гиттия), темно-бурая; вниз по разрезу количество органогенного материала постепенно уменьшается, цвет меняется до светло-серого	4,4—6,1
4. Глина карбонатная, алевритистая, серая, с вкраплениями вивианита и остатками растений, в отдельных прослойках видна микрогоризонтальная слоистость	6,1—29,2
5. Песок алевритистый, тонкозернистый, буровато-серый, с остатками растений	29,2—30,0
6. Песок среднезернистый, серый	30,0—30,6

Литологический состав озерных отложений снайгупельского разреза меняется мало. Различие слоев определяется в основном количеством органогенного материала и карбонатов. По всему разрезу содержится большое количество пыльцы (до 140 тыс. зерен в 1 г, исключительно хорошей сохранности). Все это свидетельствует о том, что осадки накапливались в довольно глубоком водоеме (мощность озерных отложений более 25 м) очень равномерно. Обмеление водоема шло постепенно, среда для сохранности пыльцевых зерен была прекрасная. Такие разрезы для палинологических исследований очень ценны, так как в них почти исключена возможность перерывов осадконакопления и проявляется минимальное искажение состава пыльцевых спектров за счет избирательной деструкции пыльцы.

Кроме долины ручья Снайгупеле, межледниковые озерные отложения обнажаются на левом берегу р. Нямунас, около 200 м выше устья ручья Снайгупеле. Они были разбурены скважинами, которые пересекли озерные отложения, но не прошли всю четвертичную толщу. В одной из скважин под озерными отложениями снайгупельского возраста на глубине 36,9—41,6 м была пробурена морена темно-серого цвета, которая подстилалась алевритистыми и песчанистыми озерными отложениями со спорово-пыльцевой диаграммой, сходной с верхней частью бутенайского (лихвинского) межледниковья (Кондратене, 1976). Органогенные отло-

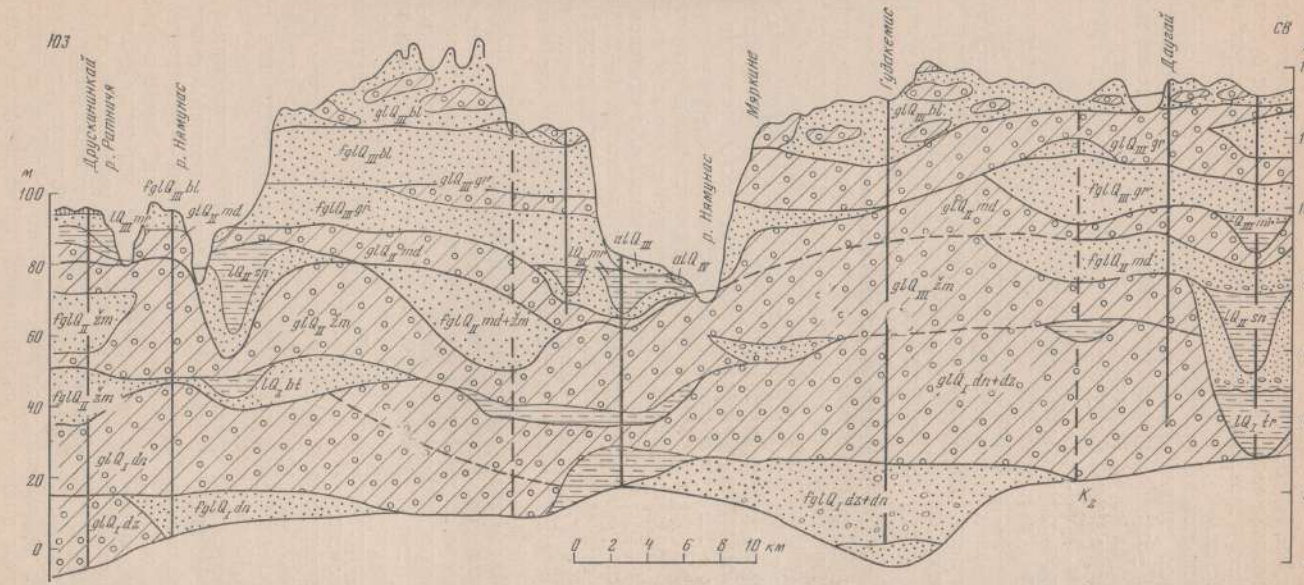


Рис. 23. Геологический разрез четвертичных отложений по линии Друскининкай — Даугай (составили А. И. Гайгалас и О. П. Кондратене)

Условные обозначения см. на рис. I.

Правая часть индексов на рисунке и в тексте: tr — тургяляйское межледниковье; bt — бутенайское межледниковье; sn — снайгупельское межледниковье; mr — маркинское межледниковье; dz — дзукийское оледенение; dn — дайнавское оледенение; žm — жямайтийское оледенение; md — мядининкское оледенение; gr — грудаская стадия нямунского (валдайского) оледенения; bl — балтийская стадия нямунского оледенения

жения бутенайского возраста обнажаются по берегам р. Нямунас (на уровне уреза воды) примерно в 200 м ниже устья ручья Снайгупеле. Возраст их доказан палинологически (Kondratiene, 1958, 1962), карпологически (Ришкене, 1972), по остракодам (Зубович, 1974). Из всего этого следует, что котловина снайгупельского озера унаследована от бутенайского (лихвинского) межледниковья и что снайгупельские отложения моложе бутенайских.

В районе расположения разреза Снайгупеле, пробуренного скважинами, а также по имеющимся геологическим данным окрестностей г. Друскининкай установлено, что ниже снайгупельских отложений залегает не меньше трех морен, относящихся к жямайтийскому (днепровскому), дайнавскому и дзукийскому оледенениям (Вонсавичус, Балтрунас, 1974; Кондратене, 1976).

Морена, покрывающая озерные снайгупельские отложения в разрезе Снайгупеле, нами отнесена к мядининкскому (московскому) оледенению. Обоснованием возраста данного моренного горизонта служат условия залегания мяркинских (микулинских) отложений в районе Друскининкай (рис. 23) и петрографический состав морен (рис. 24). Мяркинские озерно-болотные отложения в пределах курорта Друскининкай изучены в нескольких местах: у устья р. Ратничя и в 0,5 км выше устья, у парка физкультуры, в центре города вблизи санатория «Пушинас» и др. Все разрезы очень полные, в некоторых из них осадконакопление продолжалось и в первой половине нямунского (валдайского) оледенения. В изученных разрезах морена нямунского оледенения отсутствует, она замещается аллювиальными или флювиогляциальными песками и ленточными глинами. Мяркинские отложения залегают в понижениях морены, петрографический состав которой сходен с мореной, покрывающей снайгупельские отложения в разрезе Снайгупеле. Расстояние между разрезами Ратничя и Снайгупеле около 2 км. В крупнообломочной части морены в большом количестве (около 30%) содержится галька доломитовых пород палеозоя, захваченная ледником севернее на территории Прибалтики. Удлиненные обломки в морене расположены в основном по направлению с севера на юг. Галька залегает со слабым (до 10—20°) наклоном против движения ледника, т. е. на север. Петрографический состав и ориентировка галек свидетельствуют о том, что ледник, отложивший эту морену, двигался с севера. Сходные петрографические данные получены для морены, покрывающей озерные межледниковые отложения в разрез Мардасавас. Литологические признаки морены, перекрывающей снайгупельские межледниковые отложения в стратотипическом разрезе Снайгупеле, соответствуют тем показателям, которые характеризуют морены мядининкского (московского) оледенения на территории Южной Прибалтики (Гайгалас, 1979). Морена этого разреза петрографически охарактеризована только недавно, поэтому возраст ее до последнего времени трактовался весьма свободно, чаще всего она принималась за верхнеплейстоценовую.

Из рассмотрения условий залегания других разрезов снайгупельского возраста вытекают аналогичные выводы, касающиеся стратиграфического положения снайгупельского межледниковья. В обнажении Буйвиджяй (около 40 км к северо-востоку от г. Вильнюса) озерные отложения снайгупельского возраста покрываются двумя горизонтами моренного суглинка. Верхний горизонт (рельефообразующий) относится к грудаской стадии валдайского оледенения, а нижний — мядининкского возраста. Ниже озерных снайгупельских отложений, как и в районе г. Друскининкай, залегает не менее трех горизонтов моренного суглинка.

Разрез Валакампяй расположен в восточной части г. Вильнюса в области мядининкской моренной равнины, южнее границы нямунского (валдайского) оледенения. Снайгупельские отложения обнажаются на левом берегу р. Нерис у уреза воды под мореной. В то же время мяркинские озерные отложения в южной части Вильнюса (на водоразделе) обнаружены непосредственно под голоценовым торфом (разрез Киртимай).

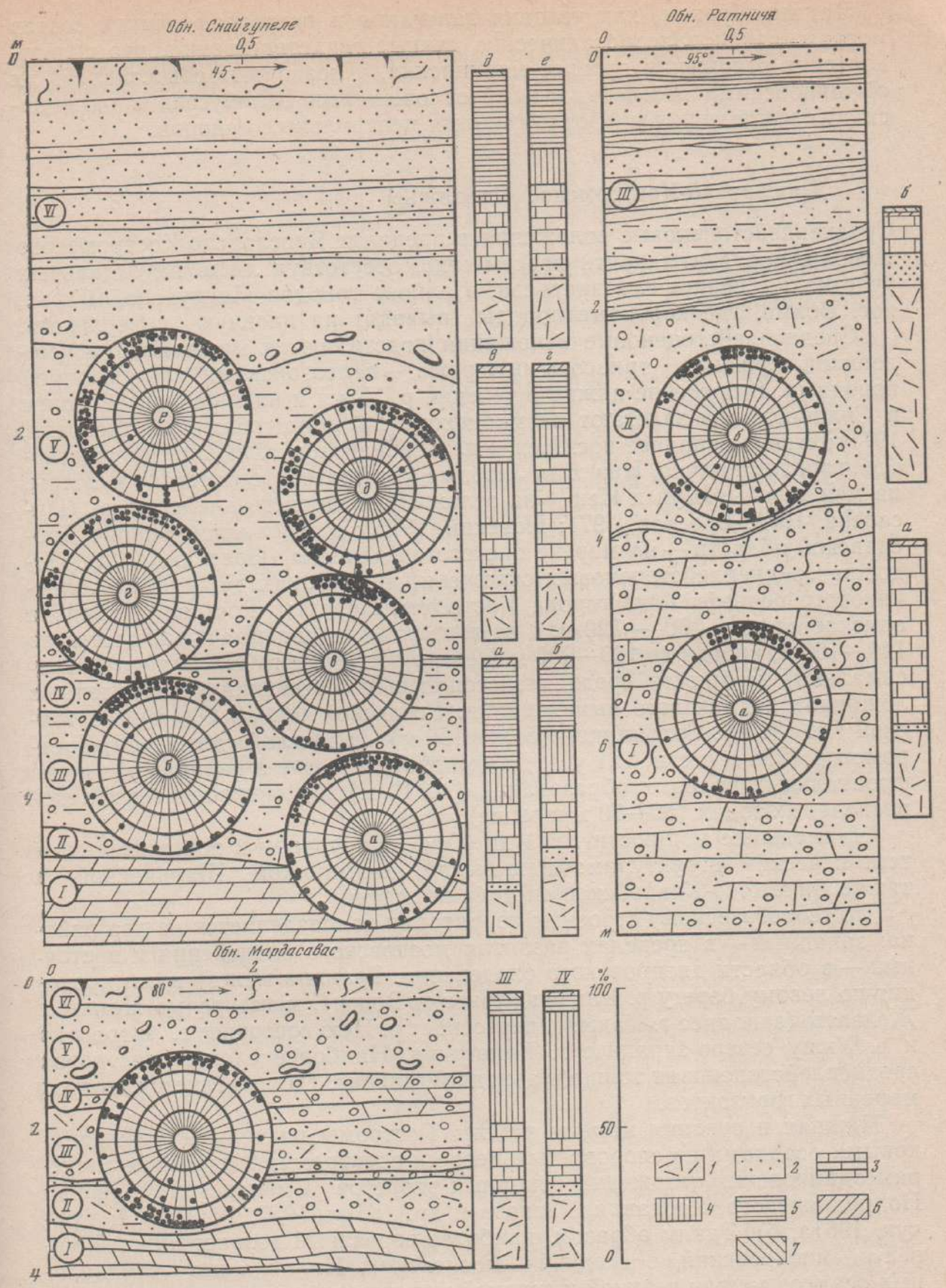


Рис. 24. Петрографический состав (столбчатые диаграммы) и ориентировка (точечные диаграммы) галек в моренах мядининкского (московского) оледенения (составил А. И. Гайгалас)

Петрографические группы галек в столбчатых диаграммах: *1* — кристаллических пород, кварца и полевых шпатов; *2* — песчаников и алевролитов; *3* — доломитов; *4* — известняков нижнего палеозоя и силура; *5* — известняков палеозоя и мезозоя; *6* — мезозойских мергелей; *7* — других пород. В обнажении Снайгупеле (цифры в кружках): *I* — гиттия снайгупельского межледниковья; *II* — серо-бурый валунный суглинок; *III* — коричневый валунный суглинок; *IV* — темно-бурый валунный суглинок; *V* — красно-бурая валунная супесь мядининкского (московского) оледенения; *VI* — горизонтальнослоистые мелкозернистые пески; *а — е* — номера выборок галек. В обнажении Мардасавас: *I* — торфянистые отложения снайгупельского межледниковья; *II* — зеленовато-серый валунный суглинок; *III* — серый валунный суглинок; *IV* — желтовато-серая валунная супесь мядининкского (московского) оледенения; *V* — песчано-гравийно-галечниковые аллювиальные отложения; *VI* — почва.

В обнажении Ратничя: *I* — зеленовато-серая валунная супесь; *II* — синевато-серая валунная глина мядининкского (московского) оледенения; *III* — переслаивание песков и глин мяркинского (микулинского) межледниковья; *а — б* — номера выборок галек

6 Заказ № 4016

Таким образом, как условия залегания и петрографический состав морены, так и палеоботанические данные свидетельствуют, что снайгупельские отложения древнее мяркинских, и позволяют сопоставлять их со шкловскими межледниковыми отложениями Белоруссии и одинцовскими межледниковыми отложениями центральных районов.

Ярославско-Костромское Поволжье

Среднеплейстоценовые отложения в пределах Ярославско-Костромского Поволжья развиты почти повсеместно, отсутствуя лишь на отдельных участках: севернее г. Макарьева, в районе городов Мантурово, Шарья, пос. Вохма, где коренные породы выходят на дневную поверхность.

Среднеплейстоценовые отложения подстилаются мезозойскими (меловыми, юрскими, триасовыми), реже — палеозойскими (пермскими) породами. В бассейне нижнего течения р. Унжи и на междуречье Волги и Солоницы они залегают на миоценовых озерных осадках (Писарева, 1971); северо-западнее пос. Нея — на плиоценовом аллювии; в окрестностях городов Галича, Нерехты, Любима, ст. Вохтоги, в бассейне р. Меры, на междуречье Шуи и Неи — на отложениях нижнего плейстоцена (Писарева, 1971; Бреслав, 1971; Новский, 1975); в Рыбинском районе Ярославской области — на морене окского оледенения (Новский, 1975). Подошва среднеплейстоценовых отложений в глубоких депрессиях доледникового рельефа близ города Костромы, Нерехты, Ростова, Рыбинска опускается до —100, —120 м, а на локальных поднятиях поднимается до 140—160 м, иногда до 180—200 м (северо-восточнее г. Солигалича). Максимальные мощности среднеплейстоценовых отложений установлены в ложбинах ледникового выпахивания: Усольской (около 200 м), Ростовской (до 130 м), Солоницкой (более 150 м), Галичской (до 170 м), Костромской (256 м в скв. 121 у д. Дьяконово), а также в районах развития фронтальных краевых образований (до 70 м) и в межлопастных ледораздельных зонах (50—70 м и выше).

Наименьшие мощности (от 1 до 10 м) приурочены к положительным тектоническим структурам: Решемской, Дымницкой, Шарьинской, а также Вилежско-Кондобской системе поднятий.

По геологическому строению территория подразделяется на два района: западный — в пределах развития московского оледенения и восточный — в области днепровского оледенения. Граница между ними проходит по левому берегу р. Елнати (притока Волги), междуречью Немды и Желваты (западнее г. Кадыя), пересекает р. Нею восточнее с. Антропово и р. Унжу северо-западнее г. Кологрива. Наиболее сложно построена среднеплейстоценовая толща в западном районе, где выделяется до трех моренных горизонтов.

Нижняя и средняя морены района Костромы разделены межледниковыми осадками со спорово-пыльцевыми спектрами, близкими к спектрам одинцовских отложений опорных разрезов Смоленской области: Подруднянского, Рославля, Глазова и др. (Шик, 1957, 1959, 1974; Гричук, 1961а, б). Таким образом, наиболее вероятный возраст нижней морены — днепровский, а средней — московский. Наличие интерстадиальных осадков между верхней и средней моренами и залегание на верхней морене микулинских межледниковых отложений определяют принадлежность одной из них к ранней, а другой — к поздней стадии московского оледенения.

В пользу такого вывода свидетельствуют результаты минералогических и петрографических исследований (табл. 15, 16). Статистическая обработка более 600 анализов позволила выявить специфические особенности минералогического состава морен. Для характеристики отложений рассматриваемого района наиболее информативны роговая обманка, эпидот (с цоизитом), дистен, ставролит, гранат. Содержание этих минералов в моренах ранней и поздней стадий московского оледенения ока-

Таблица 15

Среднеарифметическое содержание характерных минералов тяжелой фракции днепровской морены

Район	Количество анализов	Характерные минералы тяжелой фракции, %								
		черные рудные	эпидот-цоизит	амфиболы	гранат	циркон	рутил	дистен	ставролит	силлиманит
Ярославское Поволжье	25	31,4	47,7	21,2	19,6	5,6	1,6	2,0	1,9	0,4
Ивановское Поволжье (Бреслав, 1971)	11	Нет данных	35,5	19,7	12,1	13,9	+	3,2	2,5	0,6
Красносельский район Костромской области (Бреслав, 1971)	10	»	50,9	23,6	9,8	7,3	+	0,9	0,2	—
Костромская низина	5	27,0	57,7	25,9	7,2	—	2,0	5,7	1,4	0,1
Галичская возвышенность	44	44,3	60,7	15,9	12,9	5,0	1,5	2,7	1,3	—
Нейско-Унжинское междуречье	20	40,2	74,1	15,5	5,4	4,4	—	0,3	0,3	—
Нижнеунжинская низина	12	24,4	60,6	21,0	4,9	5,3	2,5	3,5	2,1	—
Северные Увалы	85	26,4	70,0	17,0	5,9	3,5	1,0	2,0	1,0	—
Бассейн Ветлуги (Бреслав, 1971)	110	Нет данных	58,1	12,0	13,1	7,2	—	3,2	1,9	—

Примечания. 1. За 100% принята сумма прозрачных минералов (без черных рудных). 2. Кроме перечисленных минералов встречаются пирит, марказит, сидерит, апатит.

Таблица 16

Среднеарифметическое содержание характерных минералов тяжелой фракции морен ранней и поздней стадий московского оледенения

Район	Количество анализов	Характерные минералы тяжелой фракции, %								
		черные рудные	эпидот—цоизит	амфиболы	гранат	циркон	рутил	дистен	ставролит	силлиманит
Ярославское Поволжье:										
нижняя морена	25	14,4	29,7	42,7	21,3	2,1	—	1,8	2,1	0,3
верхняя морена	80	17,9	24,2	46,4	23,9	1,9	—	1,5	1,9	0,2
Пошехонье (по материалам ГУЦР):										
нижняя морена	23	Нет данных	36,8	41,6	8,3	3,1	0,7	2,8		—
верхняя морена	24	»	34,1	49,8	6,8	2,8	0,5	1,8		—
Район г. Переславль-Залесского:										
верхняя морена (Бреслав, 1971)	9	»	23,9	40,4	8,9	9,5	3,1	1,9	2,0	0,4
Костромская низина:										
верхняя морена	76	30,2	58,7	34,9	4,2	—	—	1,0	1,1	0,1
Галичская возвышенность:										
нижняя морена	19	18,5	59,4	26,0	7,7	5,1	—	1,2	0,6	+
верхняя морена	20	23,0	64,5	30,3	3,3	1,7	—	0,1	0,1	—
Нейско-Унжинское междуречье:										
нижняя морена	47	25,0	61,1	32,2	2,9	3,4	—	0,2	0,2	—

Примечание. За 100% принята сумма прозрачных минералов (без черных рудных).

залось близким; в то же время по составу тяжелой фракции обе морены существенно отличаются от днепровской.

Приведенное ниже расчленение четвертичных отложений Ярославско-Костромского Поволжья произведено в соответствии с «Региональной унифицированной и корреляционной стратиграфической схемой четвер-

тичных отложений Европейской части СССР» (1964). В сводном разрезе среднего плейстоцена выделяются отложения лихвинского, днепровского, одинцовского (рославльского) и московского горизонтов.

Отложения лихвинского горизонта распространены сравнительно ограниченно. Они вскрыты скважинами на правом берегу Волги, ниже г. Рыбинска (между пос. Копаево и д. Семеновской), в долинах рек Вохмы и Ветлуги, на междуречье Вохтомы и Нельши. Все известные находки лихвинских отложений связаны с развитием небольших по площади мелководных озер, располагавшихся на различных гипсометрических уровнях (от 90 до 140 м).

У Рыбинска лихвинские отложения заполняют озерную котловину, погребенную под днепровской мореной, и представлены серыми иловатыми суглинками с вкраплениями вивианита и растительными остатками мощностью 4,0 м. Возраст отложений установлен по результатам спорово-пыльцевого анализа (Валуева и др., 1969).

Значительный интерес представляет также разрез лихвинских отложений, вскрытых на правобережье р. Вохмы у д. Вавиляты (Писарева, 1971). Он находится в пределах Северных Увалов, области не покрывавшейся московским оледенением.

Морена днепровского оледенения заполняет ложбины ледникового выпахивания и перекрывает древние водоразделы, выходя на дневную поверхность в бассейнах рек Неи, Унжи и их притоков, а также в пределах ледораздельной возвышенности Северных Увалов. Местами днепровская морена уничтожена в результате экзарационной деятельности московского ледника.

Днепровская морена представлена буровато-коричневыми, темно-серыми, реже — красновато-бурыми суглинками, очень плотными, с гравием, галькой и мелкими валунами преимущественно карбонатных пород и небольшим количеством песчаника, кремня, кварцитов, серицитовых сланцев, амфиболитов, гнейсов, роговиков, очень редко гранитов. В бассейнах рек Унжи и Вохмы отмечены нефелиновые сиениты. М. Г. Эдлин и Л. В. Малицкая (1959 г.), анализируя вещественный состав обломков из днепровской морены, развитой в бассейнах среднего течения Унжи и Немды, пришли к выводу о присутствии среди обломочного материала как новоземельских, так и скандинавских пород. По-видимому, в пределах территории Костромского Поволжья проходил крупный ледораздел между Скандинавским и Новоземельским потоками, который располагался несколько западнее линии, намечавшейся С. А. Яковлевым (1956). Содержание обломочного материала крайне неравномерно, обычно оно не превышает 5%.

Мощность морены обычно колеблется от 10 до 45 м; на территории междуречья Унжи и Ветлуги она сокращается до 1—4 м, а в ложбинах ледникового выпахивания возрастает до 70 м и более (у д. Дарцево Ростовского района Ярославской области — 100 м).

В минералогическом составе валунных суглинков среди минералов тяжелой фракции доминирует группа эпидот — цоизита. В значительно меньших количествах содержатся амфиболы. Постоянно присутствуют пирит и марказит, наличие которого А. С. Рябченков (1965) считает характерной особенностью нижней, наиболее древней морены Костромского Поволжья. Таким образом, днепровская морена отличается от морен московского оледенения меньшим содержанием зерен роговой обманки, граната и дистена; статистическая обработка данных минералогического анализа с использованием критерия Вельча (Welch, 1937) подтверждает значимость этих различий с большой степенью вероятности.

В ряде разрезов бассейна Унжи и ее левых притоков днепровская морена расчленяется на два литологически сходных горизонта. Межморенные отложения мощностью от 15 до 67 м представлены песками и ленточными глинами, в которых на фоне преобладания пыльцы и спор бореальных и умеренно термофильных видов постоянно присутствуют

пыльцевые зерна и споры компонентов гляциальной флоры. Состав флоры свидетельствует о более холодных и континентальных, чем в настоящее время, условиях времени осадконакопления. Вероятно, эти отложения относятся к внутриднепровскому интерстадиалу, который было предложено назвать верхнеунжинским (Писарева, 1971).

Днепровская морена подстилается и покрывается водно-ледниковыми отложениями мощностью до 20—30 м; за границей московского оледенения надморенные водно-ледниковые отложения образуют зандровую поверхность с абсолютной высотой 170—190 м.

Межледниковые отложения одинцовского (рославльского) горизонта выполняют ложбины ледникового выпахивания, а также озеровидные понижения, образовавшиеся в кровле морены днепровского оледенения после его отступания. На территории Ярославско-Костромского Поволжья выявлено около 20 разрезов с межледниковыми одинцовскими отложениями, из них 14 изучено палинологически (см. рис. 10).

Одинцовские отложения у деревень Захарьино, Сулинское (близ Галича) и с. Плосково вскрываются под двумя горизонтами морен; в районе д. Бибирево — под одной мореной, перекрытой песками Ивановского зандра (рис. 25); у деревень Черемошник, Ханеевка и Дубоколиха — под мореной и подстилающими ее песками. В разрезах Пепелово и Анюг они перекрыты только флювиогляциальными отложениями времени отступания московского ледника (Марков, 1940; Евсеенков, Писарева, 1967; Лобачев, Писарева, 1967; Гричук и др., 1973).

Одинцовские отложения залегают, как правило, на морене днепровского оледенения или коррелятных ей образованиях, относятся к аллювиальным, озерным и болотным фациям и представлены песками светло- и темно-серыми, иногда с гравийными зернами, с редкой окатанной галькой кварца; супесями, суглинками, глинами серыми и темно-серыми, отчасти оторфованными, с включениями вивианита и растительными остатками; диатомитами, гиттиями, торфами. Мощность отложений колеблется от 2,0 до 17 м.

Результаты палеоботанического изучения одинцовских отложений показывают, что по составу и соотношению географических элементов ископаемая флора существенно отличается от лихвинской и микулинской и наиболее сходна с флорой рославльского межледниковья центральных районов Русской равнины (Шик, 1957, 1974б) и одновозрастной ей флорой шкловских отложений Белоруссии (Махнач, 1966; Еловичева, 1979).

Корреляция одинцовских отложений, выявленных в пределах Ярославско-Костромского Поволжья, отражена в табл. 17, которая одновременно свидетельствует о возможности их дробного расчленения.

Анализ геоморфологических условий совместно с результатами палинологических исследований свидетельствует о ненарушенном залегании большинства местонахождений одинцовской флоры. Однако в разрезах у с. Веригино и д. Дарцево наблюдаются признаки динамического воздействия московского ледника. В связи с этим на диаграммах кривые содержания пыльцы древесных пород ведут себя незакономерно. Не исключено наличие такого воздействия и в разрезах у д. Беркаиха (в зоне развития краевых образований), а также у д. Мычково (на западном склоне Борисоглебской возвышенности, в основании насыпной конечно-моренной гряды). Последовательность напластований и данные спорово-пыльцевого анализа как будто бы говорят о ненарушенном соотношении слоев, но полной уверенности в этом нет.

В составе московского горизонта выделяются морены двух стадий оледенения, коррелятные им водно-ледниковые отложения и отложения костромского интерстадиала.

Морена ранней стадии московского оледенения залегает на одинцовских межледниковых отложениях или водно-ледниковых отложениях времени наступания московского ледника, иногда — на коренных породах. Она перекрывается отложениями костромского интерстадиала и при отсутствии последних практически не отличима от морены поздней ста-

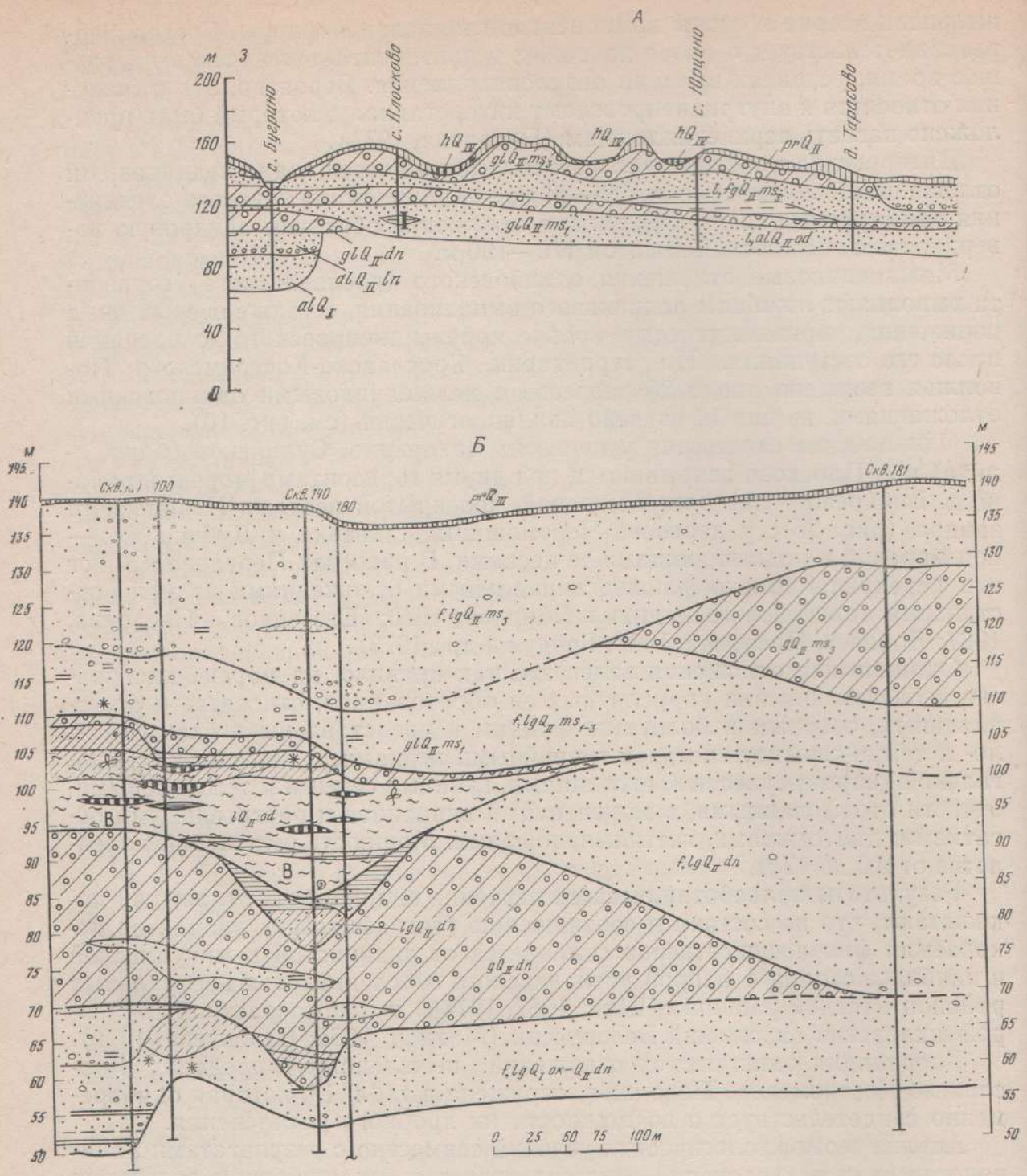


Рис. 25. Строение четвертичных отложений в районе г. Иваново

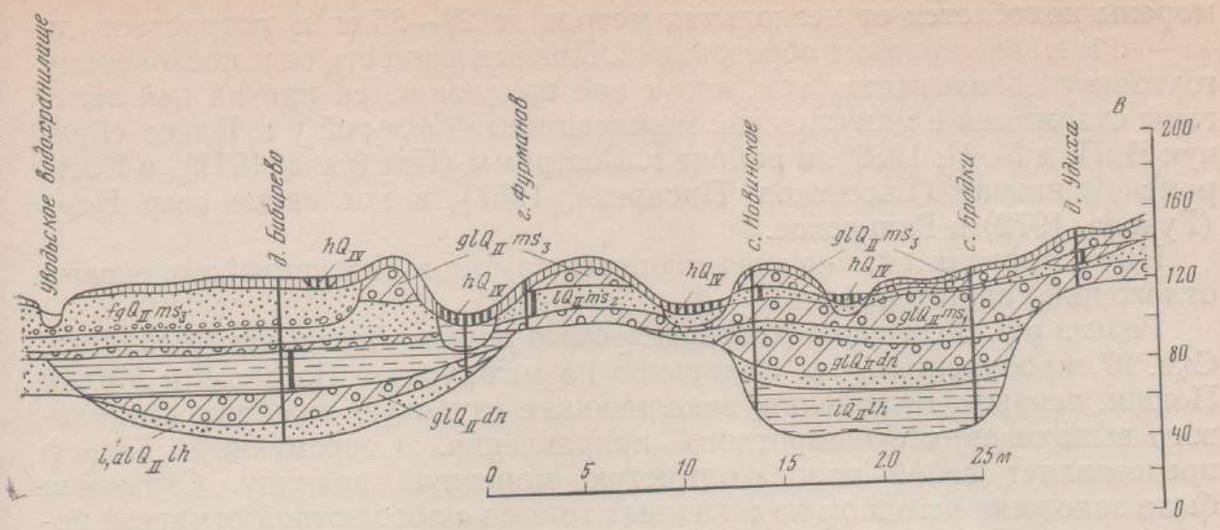
Условные обозначения см. на рис. 1.

А — геологический разрез участка с. Бугрино — д. Удиха (составил С. М. Шик);

Б — то же, района д. Бибирево (составили В. В. Писарева, Р. Ф. Воронина)

дии московского оледенения. Поэтому границу распространения раннемосковской морены установить довольно трудно, к тому же на отдельных участках эта морена полностью размыта. Литологически раннемосковская морена представлена суглинками средними, часто тяжелыми, серовато-коричневыми, иногда с красноватым оттенком, с линзами и прослоями песка. Среди обломочного материала преобладают известняки и песчаники. Часто встречается жильный кварц, реже — гранит, кремень, порфирит, кварцит. По петрографическому составу обломков она сходна с позднемосковской мореной. В минералогическом составе обеих морен также не обнаруживается больших различий (см. табл. 16). Мощность раннемосковской морены колеблется от 0,5 до 30 м.

Отложения костромского интерстадиала широко распространены в западной части территории. Они вскрываются скважинами в районе Рос-



това-Ярославского (у с. Угодичи), Костромы, Галича, Чухломы, Солигалича, а на территории Ивановской области — у г. Фурманова, сел. Вакорино, Плосково и др.

Межморенные отложения представлены ленточными глинами или суглинками коричневого, иногда бурого цвета, а также песками различного гранулометрического состава и супесями с прослоями глин. Их мощность колеблется от 3 до 20 м.

Из интерстадиальных отложений выделены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы хвойных — сосны и ели и участием пыльцы березы как древовидной, так и карликовой. Характерной особенностью интерстадиальной флоры является весьма незначительное участие в ней термофильных элементов. Роль последних значительно меньше, чем это можно наблюдать по результатам исследования поверхностных проб. Климатические условия времени осадконакопления отличались от современных большей суровостью и континентальностью.

Фрагментарность полученных данных не позволяет однозначно решить вопрос об одновозрастности отложений, залегающих между двумя московскими моренами. Возможно, их накопление происходило во время нескольких интерстадиальных потеплений, отличительные особенности которых в настоящее время еще не установлены.

Морена поздней стадии московского оледенения, широко развитая на территории Ярославско-Костромского Поволжья, оставлена последним для этого района ледниковым покровом и является рельефообразующей. Она перекрывает водоразделы, выстилает ложе Ухтомской, Костромской, Сухонской низин, спускаясь в долины рек и ложбины ледникового выпахивания.

Основная (донная) морена представлена красновато-коричневыми, коричневато-бурыми и темно-коричневыми валунными суглинками. Текстура массивная, иногда плитчатая. В отдельных обнажениях районов Ростова (Ярославского), Судиславля, Галича хорошо выражены надвиговые текстуры. Абляционная морена сильно опесчанена. Для краевых ледниковых образований характерны чрезвычайно пестрый литологический состав отложений и повышенные мощности.

Среди обломочного материала преобладают осадочные породы, но количественное содержание их меньше, чем в днепровской морене. Кроме того, Н. Г. Судакова в пределах Ярославского Поволжья отмечает для московской морены худшую окатанность обломков и их большую выветрелость (Разрезы отложений ледниковых районов..., 1977).

По составу обломочного материала позднемосковская морена существенно не отличается от раннемосковской. Минералогический состав ее также близок к морене ранней стадии (см. табл. 16).

К позднемосковской морене приурочены многочисленные отторженцы как четвертичных, так и дочетвертичных пород, что свидетельствует об активности ледника, отложившего морену. Мощность позднемосковской

морены колеблется от нескольких метров до 20—25 м и возрастает до 45—70 м в зоне краевых образований. Принадлежность ее к московскому горизонту доказывается тем, что к ней прислоняются или на ней залегают отложения с микулинской межледниковой флорой у г. Плеса (Гричук В. П. и М. П. 1959), в районе г. Костромы (Писарева, 1971), в Костромской низине (Евсеенков, Писарева, 1967), в котловине озер Неро (Гунова, 1972) и Галичское.

Ниже приводится описание опорных разрезов среднеплейстоценовых отложений данного района.

Разрез у д. Захарьино Красносельского района Костромской области. Скв. 27, пробуренная у д. Захарьино на междуречье Большой и Малой Покши, вскрыла отложения, заполняющие глубокую ложбину ледникового выпахивания субширотного направления. Современный рельеф представляет собой пологохолмистую моренную равнину. Скважина была заложена на одном из моренных холмов с абсолютной отметкой поверхности 170 м. Она прошла три морены и две межморенные толщи (Писарева, 1965).

Верхняя морена, широко распространенная в Ярославско-Костромском Поволжье, относится к московскому оледенению (см. выше). Возраст двух других морен обосновывается палинологическими данными. По керну выделены следующие слои:

	Глубина, м
$glQ_{II}ms_3$	
1. Суглинок буровато-желтый, очень плотный, с гравием, галькой и мелкими валунами гранита, песчаника, глинистого сланца, известняка, кремнистых пород	0,0—46,6
$fg, lgQ_{II}ms_2$	
2. Песок серовато-желтый, мелкозернистый, в основании с галькой кварцита	46,6—49,9
3. Глина серовато-коричневая, ленточная	49,9—57,4
4. Песок коричневато-серый, тонкозернистый, с глубины 58,3 м с прослойками супеси	57,4—58,9
5. Песок (по шламу)	58,9—63,7
6. Глина коричневато-серая, ленточная	63,7—64,7
$glQ_{II}ms_1$	
7. Суглинок серовато-коричневый, тяжелый, с гравием и галькой кристаллических и осадочных пород	64,7—70,5
$fgQ_{II}ms_1$	
8. Песок серовато-желтый, мелкозернистый, с угловатоокатанной галькой кремня	70,5—76,1
9. Песок (по шламу)	76,1—76,9
$lQ_{II}od$	
10. Суглинок светло-серый, легкий, с линзовидными прослойками песка и включениями гумуса	76,9—82,6
$lgQ_{II}dn$	
11. Суглинок темно-серый, с тонкими прослойками мелкозернистого песка, в основании с гравием кремня и известняка . . .	82,6—85,4
12. Песок серый, мелкозернистый	85,4—85,6
$glQ_{II}dn$	
13. Суглинок темно-коричневый и буровато-серый, с гравием и галькой осадочных пород, с редкими валунами гранита . . .	85,6—139,5
T_1	
14. Глины триаса	

По минералогическому составу нижняя морена отличается от вышележащих морен повышенным содержанием эпидот — цоизита, наименьшим количеством роговой обманки, граната, отсутствием пироксенов. Средняя и верхняя морены по минералогическому составу практически идентичны (Рябченков, 1965).

Результаты палинологических исследований позволяют выделить в разрезе скв. 27 между нижней и средней моренами межледниковые отложения одинцовского возраста (Писарева, 1965), соответствующие двум климатическим оптимумам — глазовскому и рославльскому, а также подруднянскому похолоданию (рис. 26). Однако из-за неполного выхода керна здесь наблюдаются далеко не все характерные для этого межледниковья фазы развития растительности.

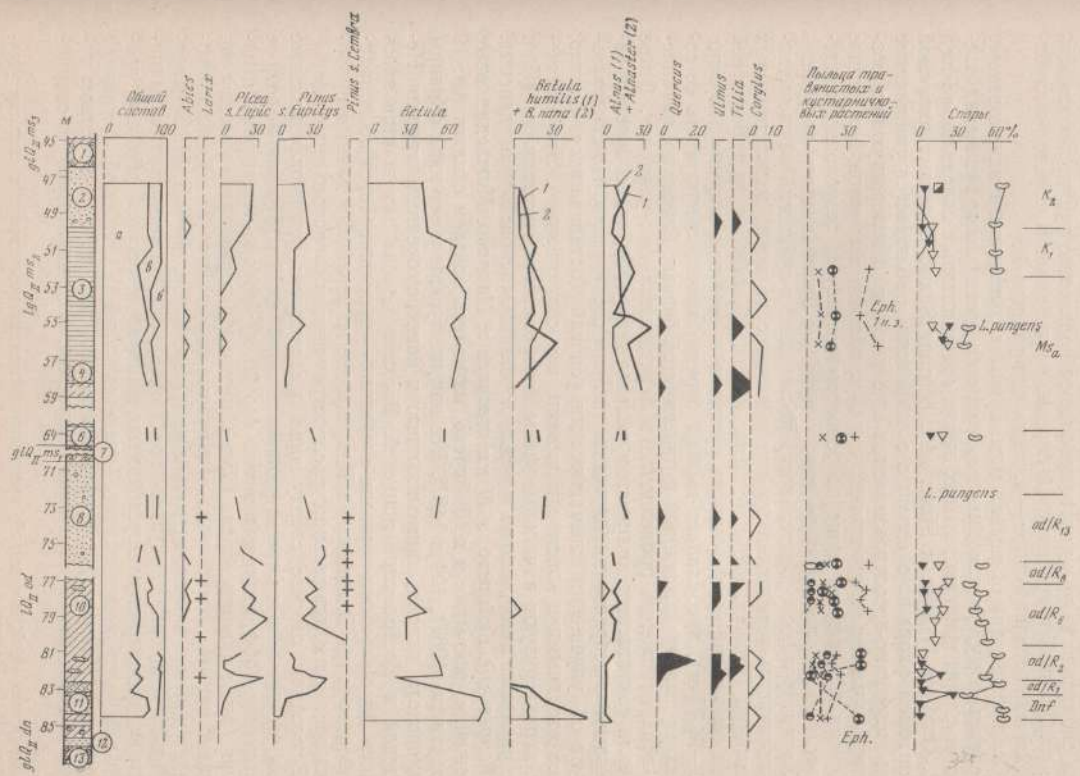


Рис. 26. Спорово-пыльцевая диаграмма одинцовских и костромских отложений по скв. 27 у д. Захарьино (материалы и анализы В. В. Писаревой)

Условные обозначения см. на рис. 1

Глазовский климатический оптимум (глубина 81,0—82,6 м) представлен только начальной фазой (палинозона od/R_2), в которой содержание пыльцы широколиственных пород достигает 25% (в том числе дуба 20%). Спорово-пыльцевые спектры подруднянского похолодания (77,5—81,0 м) относятся к палинозоне od/R_6 (сосны, березы и ели); начало и конец похолодания (палинозоны od/R_5 и od/R_7), обычно характеризующиеся преобладанием пыльцы березы (в т. ч. недревесной), на диаграмме не представлены. Очень слабо выражен и верхний максимум широколиственных пород (77,0—77,5 м), отвечающий, вероятно, началу рославльского климатического оптимума (палинозона od/R_8).

Отложения заключительного этапа межледниковья (глубина 70,5—77,0 м) охарактеризованы флорой, довольно бедной в видовом отношении. Помимо ели, обыкновенной сосны и древовидной березы здесь отмечены сибирский кедр и пихта, небольшое количество тундровых элементов: карликовой и приземистой березы, ольховника. В образце с глубины 72,0 м определена спора — Lycopodium pungens L.

Основанием для отнесения межморенных отложений к одинцовскому (рославльскому) межледниковью является состав географических элементов флоры и показательных видов, среди которых определены Picea sect. Omorica Willkm. и Pinus sect. Strobur Shaw. В рассматриваемой ископаемой флоре по сравнению с лихвинской наблюдается уменьшение роли американо-восточноазиатских элементов и соответствующее возрастание участия голарктического и европейского элементов. Указанные различия выявляются даже по родовому составу и, безусловно, свидетельствуют о более молодом возрасте флоры Захарьинского разреза.

Характер и последовательность растительных сукцессий в целом также идентичны установленным ранее для рославльских межледниковых отложений (Гричук, 1961а, б; Шик, 1957, 1959, 1974б и др.). В нижней части отложений, разделяющих среднюю и верхнюю морены (глубина 52,0—64,75 м), преобладает пыльца березы; значительную часть ее составляет пыльца карликовой и приземистой березы. Очевидно, накопление этих отложений происходило в перигляциальных условиях. Выше сначала сокращается количество пыльцы тундровых видов берез, а затем заметно возрастает содержание пыльцы сосны и ели, что свидетельствует об улучшении климатических условий (остававшихся, однако, более холодными и континентальными, чем современные). Эти отложения характеризуют начальные фазы костромского межстадиала (K_1 и K_2), разделяющего раннюю и позднюю стадии московского оледенения.

Разрез в д. Бибирево, в 11 км севернее г. Иваново. Межледниковые отложения, вскрытые в д. Бибирево, изучались по трем скважинам: 19 (Москвитин, 1967), 104 и 140 [17]. Все они пробурены у северной окраины Ивановского зандра, примыкающего к конечноморенным грядам Нерехтской и Костромской лопастей. Верхняя морена замещается здесь флювиогляциальными песками, а средняя — прослеживается по направлению к городам Владимиру и Коврову, где по последним данным проводится граница максимального распространения московского ледника.

В сводном разрезе сверху вниз выделяются: флювиогляциальные пески (свыше 30 м); морена (мощностью от 1 до 11 м); озерно-болотные отложения: торф, гиттия, мергель (до 20 м); озерно-ледниковые отложения (3 м); нижняя морена (25 м), местами она разделена на два слоя мощной линзой песка; водно-ледниковые отложения (25 м), заполняющие понижение в кровле триасовых пород. По данным Л. И. Базилевской и Н. Г. Судаковой (устное сообщение), они характеризуются минимальным содержанием неустойчивых минералов: роговой обманки, прочих амфиболов и пироксенов (представителей Балтийской питающей провинции). Из типичных минералов мезозойских пород в заметном количестве встречаются ставролит, глауконит. Нижнюю морену и озерно-

[17] Керн описан Р. Ф. Ворониной; при палинологических исследованиях описание уточнялось В. В. Писаревой.

ледниковые отложения в данном разрезе объединяет сходный минералогический состав: на фоне доминирующего эпидота представительны роговая обманка, амфиболы и пироксены, а также гранат и турмалин (до 10—15%). В верхней морене, наоборот, преобладает роговая обманка, а содержание граната, эпидота, турмалина резко снижается.

Спорово-пыльцевой анализ образцов из скв. 19 проводился палинологами Н. М. Дубининой, Р. Е. Гиттерман, Л. В. Голубевой и др. (Москвитин, 1967, 1976) и параллельно — Л. В. Калугиной (1973), диатомовый — Е. М. Вишневской (Вишневская, Калугина, 1970). Возраст межморенных озерно-болотных отложений рассматривается большинством исследователей как одинцовский, с чем согласуются и новые данные.

Согласно результатам спорово-пыльцевого анализа образцов из скв. 140, накопление озерно-ледниковых отложений, залегающих на нижней морене, началось после отступания ледника. К этому времени относится расселение перигляциальной растительности с евро-сибирскими и сибирскими видами. Среди макроостатков Ф. Ю. Величкевичем определен арктический вид — Sparganium giperboreum Laest.

Межледниковый цикл осадконакопления наиболее полно отражен на спорово-пыльцевой диаграмме отложений скв. 104 (рис. 27), которая дает представление об истории развития растительности и смене следующих фаз: 1 — сосновых и березовых лесов с элементами перигляциальной флоры, относится к началу межледниковья; 2 — широколиственных и смешанных хвойно-широколиственных лесов сложного состава; 3 — смешанных лесов; 4 — березовых лесов с участием Betula sect. Fruticosae; 5 — хвойных лесов; 6 — разреженных березовых лесов; 7 — полидоминантных смешанных лесов с примесью широколиственных пород; 8 — березовых лесов и ерниковых формаций; 9 — светлохвойных и березовых лесов.

Установленная смена зональных типов растительного покрова близка к той, которая была выявлена для одинцовского межледниковья. Фазы 8 и 9 свидетельствуют о заметном похолодании климата в начале ледниковой эпохи. По мнению Ф. Ю. Величкевича, «бибиревская» ископаемая флора представляет собой обедненный вариант шкловских флор Белоруссии. Иначе трактует возраст отложений А. И. Москвитин (1967, 1976). Межморенную озерную толщу, вскрытую скв. 19 в интервале глубин 44,4—53,4 м, он относит к ивановскому межледниковью, считая Бибиревский разрез его стратотипом. Вышележащие слои, по мнению А. И. Москвитина, накапливались во время первой фазы днепровского оледенения и максинского интерстадиала. Верхняя морена имеет днепровский возраст. Разделяя взгляды А. И. Москвитина на невозможность сопоставления бибиревского разреза с лихвинским стратотипом у г. Чекалина, трудно все же согласиться с его интерпретацией палинологических данных, так как по составу показательных видов, географических элементов флоры, ряду фитоценологических признаков, определенной последовательности в смене макросукцессий Бибиревский разрез можно коррелировать только с одновозрастными ему одинцовскими отложениями.

На основании всех проведенных исследований верхнюю морену района Бибирева следует относить к московскому оледенению. Возраст нижней морены определяется скорее всего как днепровский.

Разрез у д. Анюг Никольского района Вологодской области (Лобачев, Писарева, 1967) находится на крайнем северо-востоке рассматриваемой территории и является важным репером при проведении границы максимального распространения московского ледника. Одинцовские отложения, обнаруженные в бассейне р. Унжи, заполняют эрозионную ложбину, выработанную в кровле днепровской морены. Перекрываются они флювиогляциальными песками времени отступания московского ледника, слагающими верхний уровень водно-ледниковой аккумуляции.

В спорово-пыльцевых спектрах нижней части разреза с глубины 14,0—15,0 м особенно много пыльцы травянистых и кустарничковых рас-

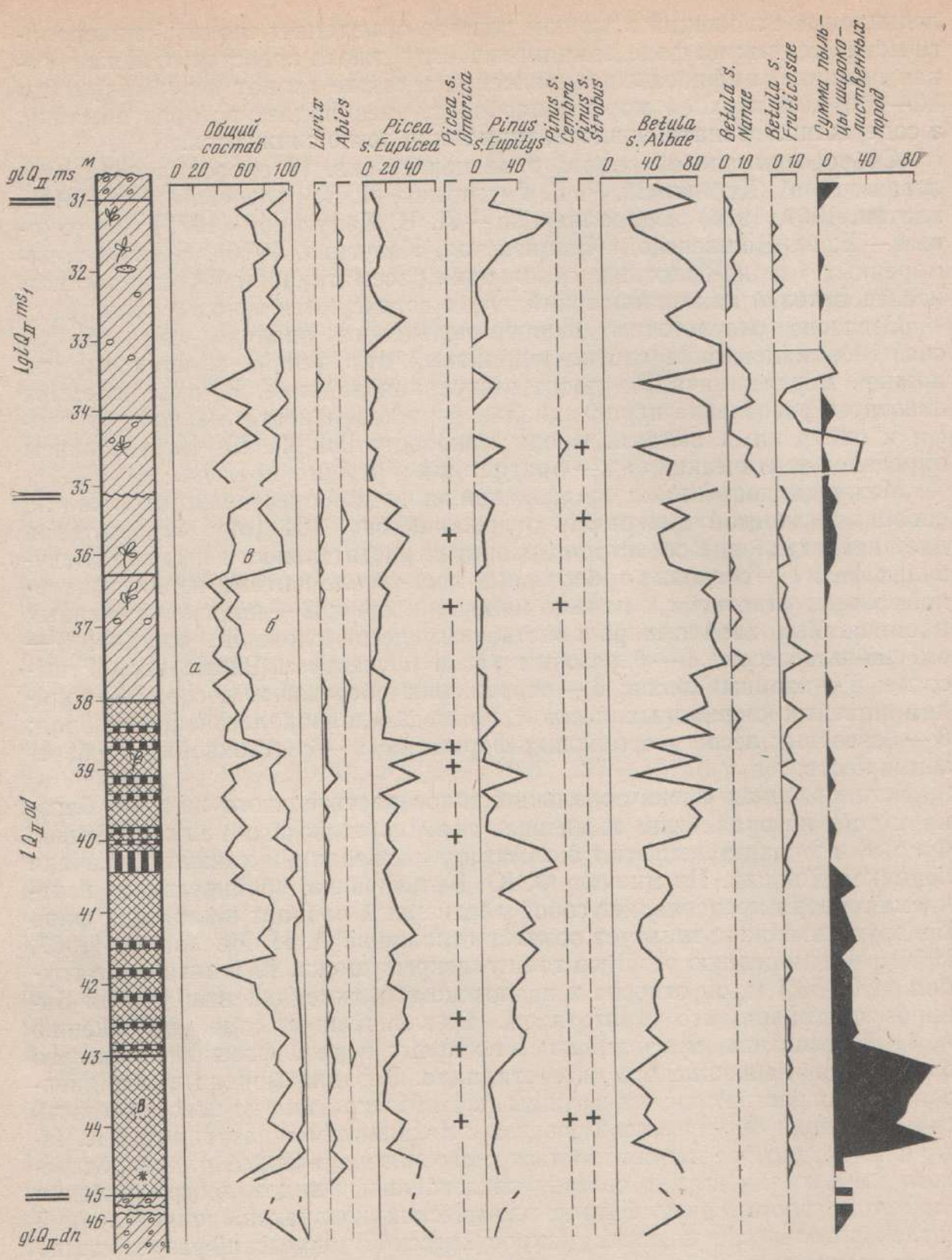
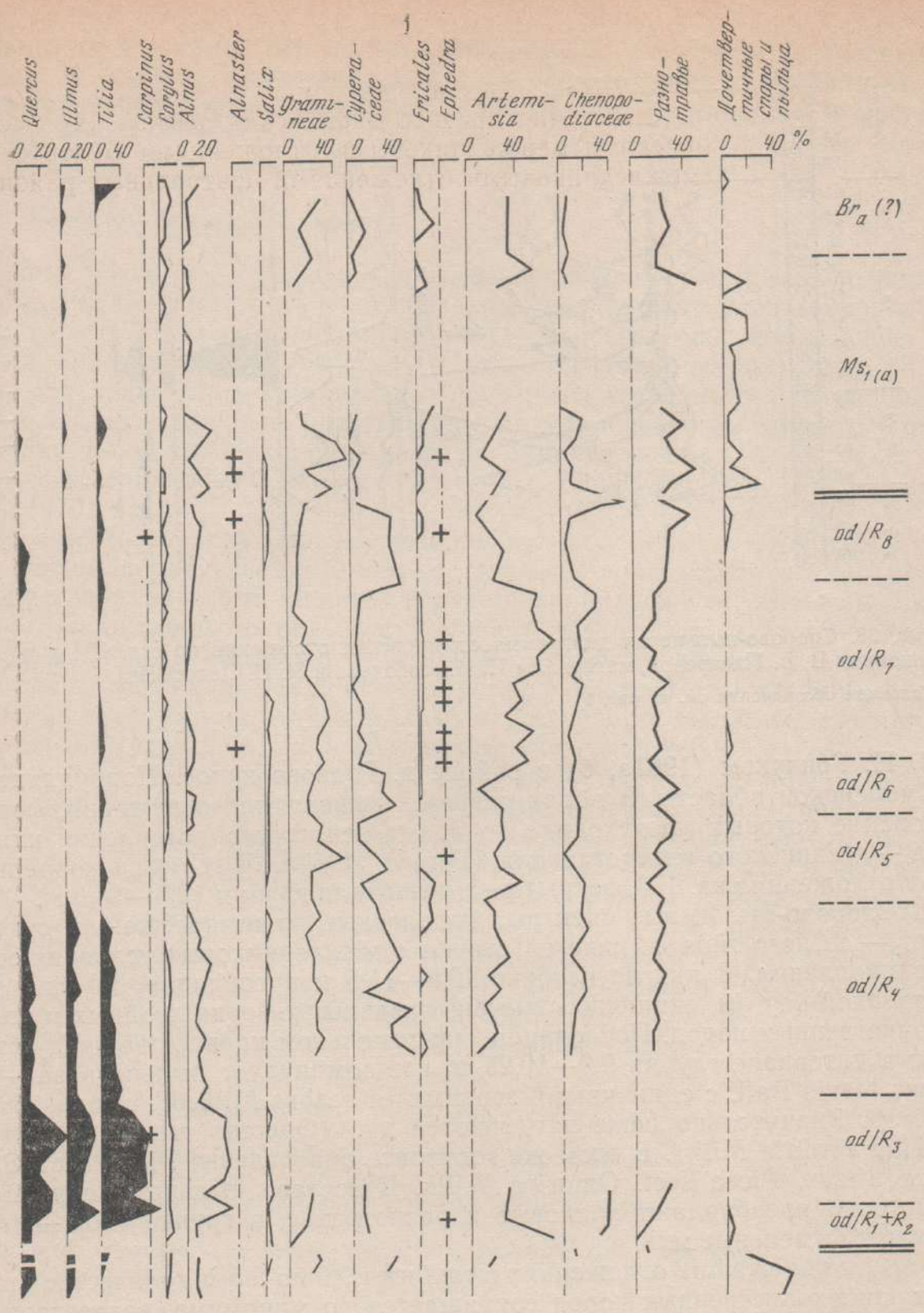


Рис. 27. Спорово-пыльцевая диаграмма одинцовских отложений по скв. 104 у д. Бибирево (анализы В. В. Писаревой, Е. Н. Щетининой и И. Ф. Дуднаковой; материалы С. М. Шика и Р. Ф. Ворониной)

Условные обозначения см. на рис. 1.

тений — полыней и маревых; найдена эфедра (рис. 28). Среди пыльцы древесных пород преобладает береза, значительно меньше хвойных — обыкновенной ели и сосны. Единично отмечены сибирский кедр и пихта. Постоянно присутствует пыльца карликовой березы и ольховника. Среди спор обнаружен сибирский плаунок, произрастающий в районах с резко континентальным климатом. Описываемые спектры характеризуют гляциальную флору криоксеротической стадии оледенения и свидетельствуют о суровых климатических условиях времени осадконакопления.



В интервале глубин 12,5—14,0 м состав спектров меняется за счет увеличения содержания пыльцы хвойных. Одновременно возрастает количество пыльцы осоковых, злаковых и спор сфагновых мхов. Формирование отложений, по-видимому, происходило в более благоприятных климатических условиях. Поскольку основной фон в спектрах создает пыльца умеренно бореальных растений, а пыльца элементов перигляциальных формаций играет сравнительно небольшую роль, можно предполагать, что глины с глубины 12,5—14,0 м формировались в межстадиальную эпоху.

В верхних слоях ленточных глин (глубина 11,5—12,5 м) вновь увеличивается содержание пыльцы березы древовидной и карликовой, но в отличие от спектров нижней части разреза здесь значительно меньше пыльцы травянистых растений.

Рассматриваемые спорово-пыльцевые спектры сходны со спектрами отложений времени отступания днепровского оледенения, изученными

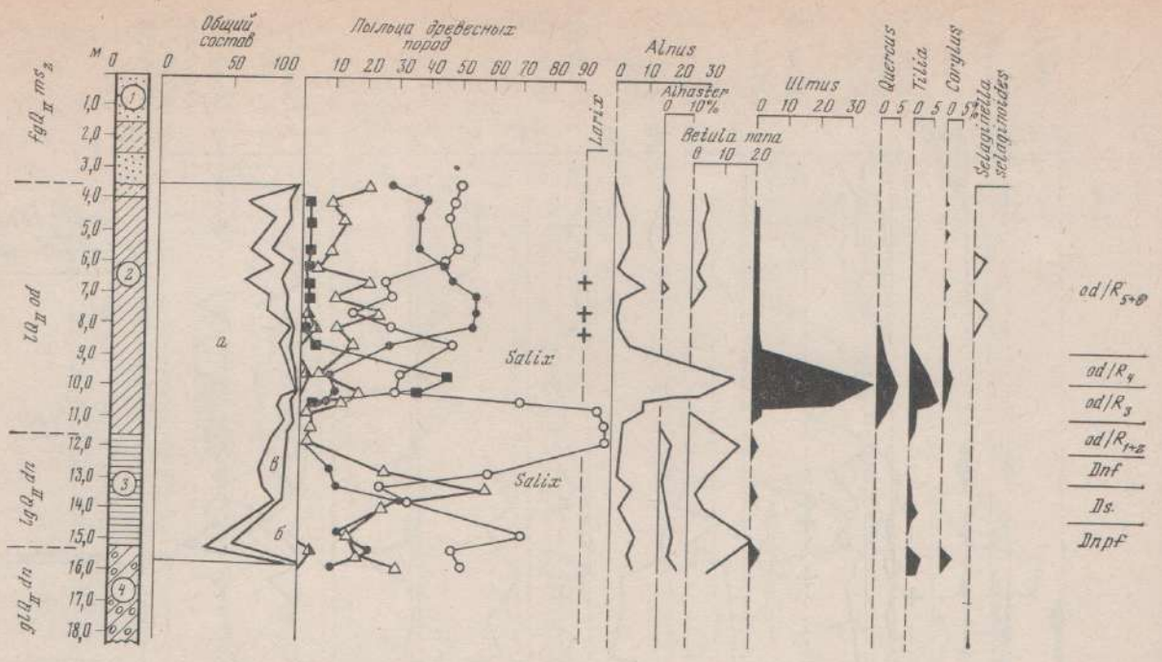


Рис. 28. Спорово-пыльцевая диаграмма одинцовских отложений по скв. 154 у д. Анюг (анализы В. В. Писаревой, материалы И. Н. Лобачева и Н. И. Недосеева)

Условные обозначения см. на рис. 1

В. П. Гричуком (1961а, б) в районе д. Глазово и пос. Подруднянский Смоленской области. В обоих разрезах выделяются отложения, формирование которых происходило во время некоторого потепления климата — деснинского интерстадиала (Гричук, 1961а, б). С ними коррелируют отложения скв. 154, вскрытые в интервале глубин 12,5—14,0 м.

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из вышележащих суглинков,— лесного типа и свидетельствуют о межледниковых условиях осадконакопления. В них на глубине 10,5—11,5 м преобладает пыльца древовидной березы, единично отмечены пыльцевые зерна хвойных и широколиственных пород. Последние в максимальном количестве присутствуют в интервале глубин 9,0—10,25 м, где доминирует пыльца вяза — Ulmus laevis Pall. с единичными зернами U. scabra Mill., U. campestris L., U. sp. Значительно реже встречаются дуб (Quercus robur L.) и липа (Tilia cordata Mill.). В этом же горизонте определены: Pinus sect. Strobus Shaw., Picea sect. Omorica Willk. В составе пыльцы травянистых растений преобладают злаковые и разнотравье, в группе спор — папоротники и зеленые мхи.

В вышележащих отложениях с глубины 9,0 до 3.5 м количество пыльцы широколиственных пород сокращается до минимума, возрастает содержание пыльцы березы, затем хвойных — сосны и ели. В верхнем горизонте межледниковых отложений снова преобладает древовидная береза, наряду с ней отмечена карликовая береза. В ряде образцов определена пыльца ольховника, а среди спор — плаунок плауновидный.

Ископаемая флора разреза у д. Анюг не сопоставима с лихвинской флорой района Северных Увалов. В ней отсутствуют Tsuga sp. и Juglans sp., а также Tilia platyphyllos Scop. и Abies cf. alba Mill., установленные в спектрах лихвинских отложений. Существенно и то, что сравниваемые флоры экологически различны. В лихвинской флоре преобладают элементы неморального флористического комплекса, а во флоре Анюга они присутствуют в небольшом количестве.

В целом рассматриваемая флора близка к одинцовским флорам центральных районов Русской равнины, хотя и менее термофильна, что объясняется провинциальными особенностями растительного покрова.

Сравнение спорово-пыльцевой диаграммы по скв. 154 с диаграммами стратотипических разрезов Смоленской области свидетельствует об их сходстве. Максимальное содержание пыльцы широколиственных пород,

выявленное в разрезе Анюга, вероятнее всего, соответствует глазовскому оптимуму, так как межледниковые отложения связаны с подстилающей их днепровской мореной постепенным переходом. Накопление вышележащих слоев относится ко времени подруднянского похолодания.

Бассейн Верхней Сухоны

Бóльшая часть бассейна р. Сухоны, относящаяся к центральной части Вологодской области, лежит за пределами валдайского оледенения, граница которого проходит по линии Мякса — Чебсара — пос. Новленское — южное побережье оз. Кубенского и далее на северо-восток. Здесь развиты два ледниковых комплекса, относящиеся к среднему плейстоцену, поскольку на верхнем из них залегают микулинские межледниковые отложения, а под нижним в ряде разрезов обнаружены отложения лихвинского межледниковья (Соколова, Хомутова, 1966; Соколова, 1968; Хомутова, 1970).

Мощность верхней морены, которая является на всей этой территории рельефообразующей, обычно составляет 15—20 м, но местами увеличивается до 50—70 м. Нижняя морена сохранилась в основном в понижениях доледникового рельефа, мощность ее колеблется от 10—15 до 20—30 м. Морены разделяются комплексом водно-ледниковых и озерно-болотных отложений, мощность которого колеблется от 1 до 26 м; особенно широко развит этот комплекс в бассейне р. Вологды, что дало основание выделить его под названием «вологодского».

В составе межморенного комплекса присутствуют межледниковые отложения, которые по палеоботанической характеристике хорошо сопоставляются с одинцовскими (рославльскими) межледниковыми отложениями центральных районов Европейской части СССР. Это позволяет относить верхнюю морену рассматриваемого района к московскому, а нижнюю — к днепровскому оледенению.

Наиболее полно межледниковые днепровско-московские отложения изучены по разрезу скважины у д. Горки, пробуренной в 1968 г. западнее г. Вологды, на водоразделе Вологды и Тошни, в 7 км севернее ст. Дикая, на пологой конечноморенной гряде. Скважиной вскрыто [13]:

	Глубина, м
$prQ_{III}v$	
1. Глина перигляциального типа	0,0—2,0
$glQ_{II}ms$	
2. Валунные глины и суглинки с линзами и прослоями песков .	2,0—70,0
$lQ_{II}ms$	
3. Алеврит желтовато-коричневый, с прослоями мелкозернистого песка	70,0—86,0
4. Песок серовато-коричневый, тонко- и мелкозернистый, с прослоями алеврита, в верхней части — с обломками раковин . . .	86,0—89,0
$lQ_{II}rs$ (?)	
5. Алеврит серый, тонкогоризонтальнослоистый	89,0—90,0
$lQ_{II}rs$	
6. Гиттия грубодетритовая, глинистая, местами переходящая в черную глину с растительными остатками	90,0—91,6
7. Глина черная, плотная, с вивианитом и обломками раковин пресноводных моллюсков	91,6—94,2
$glQ_{II}dn$	
8. Глина темно-коричневая, плотная, с гравием, галькой и валунами карбонатных и изверженных пород	94,2—109,7
9. Песок серовато-коричневый, разнозернистый, с гравием, галькой и валунами	109,7—111,8

Ниже скважина вошла в дочетвертичные породы.

Палинологическое изучение межморенных отложений позволяет выделить в них климатический оптимум, приуроченный к грубодетритовым гиттиям слоя 6 и характеризующийся преобладанием среди широколист-

[18] Описание и опробование разреза проведены И. В. Котлуковой, палинологические анализы выполнены Л. А. Гайгеровой, диатомовые — С. В. Горшковой, карпологические — Т. Д. Колесниковой

венных пород (22%) пыльцы вяза с примесью пыльцы дуба и граба при незначительном содержании пыльцы ольхи и орешника. Эти особенности спорово-пыльцевого спектра заставляют отнести рассматриваемые отложения к одинцовскому межледниковью; преобладание пыльцы березы и ели, присутствие пыльцы граба позволяют сопоставить их с верхним (рославльским) климатическим оптимумом этого межледниковья.

Нижележащие глины (слой 7, в котором доминирует пыльца березы и ели) соответствуют, очевидно, подруднянскому похолоданию. В основании глин резко сокращается содержание пыльцы березы (в том числе карликовой), появляется пыльца широколиственных пород, а среди трав преобладают злаковые; вероятно, эти спорово-пыльцевые спектры характеризуют заключительную фазу глазовского климатического оптимума.

Рославльский климатический оптимум хорошо вырисовывается и на диатомовой диаграмме увеличением содержания таких тепловодных форм, как Melosira islandica subsp. helvetica, Cymbella echrenbergii и др.[19]. В соответствующих этому климатическому оптимуму гиттиях (слой 6) определены карпоиды Nymphaea alba L., Nuphar luteum (L.) Sm., Carex pseudocyperus L., Potomogeton acutifolius Link, Ceratophyllum demersum L., Scirpus lacustris L.

Значительный интерес представляют алевриты слоя 5 (89,0—90,0 м), в которых снова появляется пыльца дуба, вяза и граба (в сумме до 10%), а также пихты; возможно, этот интервал соответствует третьему климатическому оптимуму рославльского межледниковья, остающемуся до последнего времени практически неизученным.

Днепровско-московские межморенные отложения палинологически охарактеризованы также в разрезе скв. 100 у д. Щепечихи, расположенной на правобережье р. Сухоны, в 70 км северо-восточнее г. Тотьмы. В них обнаружен спорово-пыльцевой спектр, сходный со спектром слоя 6 разреза у д. Горки, с почти равным участием пыльцы березы, сосны и ели (25—30%) и присутствием пыльцы дуба (12%), вяза и граба (до 5%), ольхи и орешника (25—30%) [20].

В ряде разрезов московская морена расчленяется на два горизонта примерно равной мощности (15—20 м), разделенных озерно-болотными отложениями. Палинологически они изучены в разрезе скв. 506, расположенной на левобережье р. Сухоны, в 50 км северо-восточнее г. Тотьмы, на моренной равнине и вскрывшей следующий разрез:

	Глубина, м
$gIQ_{II}ms_3$ 1. Суглинок серовато-коричневый, валунный	0,0—14,8
$lQ_{II}ms_3$ 2. Суглинок коричневато-серый, тонкослоистый, в нижней части — с растительными остатками	14,8—22,4
$lQ_{II}ms_2$ 3. Песок серовато-коричневый, мелкозернистый	22,4—26,0
$gIQ_{II}ms_1$ 4. Суглинок темно-серый, валунный	26,0—46,1
$lgQ_{II}dn—ms$ 5. Суглинок коричневый, тонкослоистый	46,1—52,7
$gIQ_{II}dn$ 6. Суглинок коричневый, валунный	52,7—61,7

Ниже вскрыты коренные породы.

Из песков слоя 3 получены спорово-пыльцевые спектры межстадиального типа с почти равным участием пыльцы березы (только секции Albae) и ели (35—45%) и постоянным участием пыльцы сосны (около 20%) и ольхи (около 10%). В вышележащих суглинках (слой 2) резко возрастает содержание пыльцы березы (70—80%), появляется пыльца березы из секции Fruticosae (до 20%). В суглинках слоя 5 обнаружено лишь незначительное количество пыльцы, не позволяющее судить об условиях их накопления [21].

---

[19] Всего в этом разрезе определено 75 видов диатомовых, принадлежащих 23 родам.
[20] Анализы Р. А. Бичуриной по материалам В. П. Гея.
[21] Анализы В. И. Семичевой по материалам В. П. Гея.

Пески слоя 3 можно сопоставить с отложениями костромского межстадиала (Писарева, 1965), а моренные суглинки слоев 1 и 4 — отнести к ранней и поздней стадиям московского оледенения.

Западное Притиманье

В Западном Притиманье к среднему плейстоцену относятся два моренных горизонта. Нижний моренный горизонт, подстилаемый озерными отложениями лихвинского межледниковья (Потапенко, 1975), содержит крупнообломочный материал новоземельского происхождения и всеми исследователями сопоставляется с мореной днепровского оледенения, которая развита практически повсеместно (мощность ее колеблется от 10—15 до 25—30 м). В отдельных пунктах ниже днепровской залегает еще одна морена, соответствующая, вероятно, окскому оледенению (рис. 29).

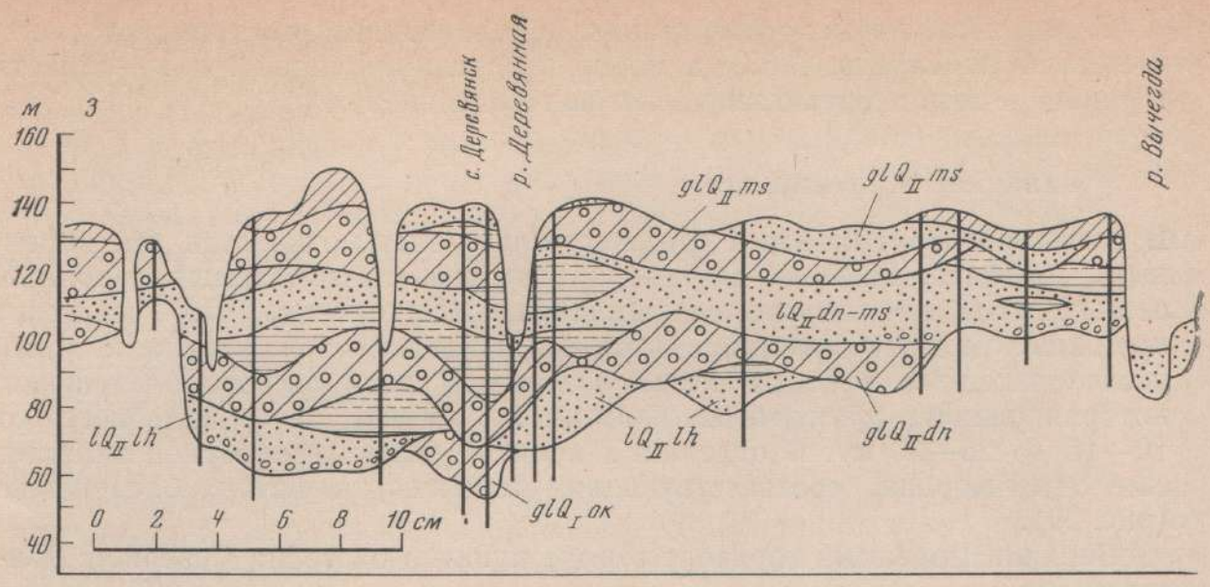
Верхний моренный горизонт в ряде пунктов бассейна Северной Двины перекрыт отложениями микулинского межледниковья (Девятова, Лосева, 1964; Смирнова, 1979) и сопоставляется с московской мореной центральной части Русской равнины.

Основная морена московского оледенения в бассейне р. Мезени, в нижнем и среднем течении р. Вычегды образует пологохолмистую моренную равнину с абсолютными высотами от 140 до 220 м и более. Граница распространения московского ледника маркирована краевыми ледниковыми образованиями (Потапенко, 1974). В долине верхнего течения р. Вычегды, в районе границы оледенения, морена утрачивает сплошность, распадается на отдельные линзы и прослои, залегающие в верхней части песчано-глинистой озерной толщи, которая восточнее с. Усть-Кулом образует поверхность террасы с абсолютными высотами 150—160 м.

Московская морена представлена плотными песчанистыми суглинками с гравием, галькой и валунами. Преобладает коричневато-бурая окраска, обусловленная ассимиляцией ледником красновато-бурых пермских и триасовых пород; в районах развития темно-серых юрских отложений морена часто приобретает темно-серую окраску. Текстура морены обычно массивная, однако нередко наблюдается плитчатая, образующаяся при послойно-пластичном течении льда, и текстура движения льда по плоскостям сколов. Контакт морены с подстилающими породами почти всегда литологически резкий, экзарационный (Лавров, 1968). В морене встречаются многочисленные отторженцы пород различного возраста (от пермских алевролитов до четвертичных песков и суглинков) разнообразных размеров и формы. В бассейне р. Пожег (левый приток р. Вычегды) известен (Гуслицер, Ермолаев, 1977) крупный отторженец известняков верхнего карбона (236×170 м при мощности более 20 м). Ближайший выход пород этого возраста находится в 450 км северо-западнее, в нижнем течении Северной Двины.

Замеры ориентировки гальки и валунов, а также борозд и шрамов на плоско-выпуклых валунах указывают на общее направление движения московского ледникового покрова с северо-запада на юго-восток.

Изучение крупнообломочного материала московской морены показало, что руководящими для нее являются породы скандинавского происхождения. Петрографический анализ их позволил М. Е. Федоровой выделить три группы пород, идентичных развитым на Кольском полуострове: 1) габброиды и их метаморфизованные разности, хорошо сопоставимые с породами основного состава Главного хребта, Кандалакшско-Колвинского и Цагинского массивов, Панских Высот; 2) гранитоиды, подобные гранитоидам многочисленных мелких тел, залегающих среди гнейсов беломорской серии, таких, как Стрельнинский и другие массивы; 3) гнейсы разного состава, широко распространенные на площадях развития кислогубской свиты (нижний протерозой).



Весьма важны новые находки двух валунов нефелинового сиенита, по облику и составу сходных с породами Хибинского и Ловозерского массивов. Один из валунов обнаружен в галечно-валунных отложениях аккумулятивного холма, входящего в пояс краевых ледниковых образований московского ледника и располагающегося в пределах возвышенности Джеджим-Парма (южный Тиман), т. е. значительно восточнее известных ранее находок валунов нефелинового сиенита (Спиридонов, 1962; Потапенко, 1974).

Наряду с обломками скандинавского (кольского) происхождения крупнообломочная фракция московской морены включает в себя следующие петрографические группы пород: 1) рифейские породы Среднего Тимана: кварциты, метаморфизованные темно-серые песчаники, алевролиты, сланцы; 2) породы верхнепермского, триасового и юрского возраста, распространенные непосредственно в пределах Западного Притиманья: красно-бурые алевролиты и глины (P_2), песчаники и конгломераты (T_1), черные глины, сланцы с обломками белемнитов и ауцелл (J_{2-3}); 3) породы палеозоя Тимана: светло-серые, зеленоватые, плотные крепкие известняки, доломиты, кремни; 4) породы нижней перми и карбона бассейна Северной Двины: светлые, почти белые известняки, мергели, серые алевролиты и песчаники.

Количество валунов той или иной группы непостоянно и изменяется по площади в широких пределах (рис. 31). Закономерности их распределения выявляются только путем тщательного анализа связей между распространением коренных пород, гляциодинамикой московского ледника и особенностями рельефа ледникового ложа.

Мощность московской морены обычно составляет 10—20 м, лишь местами увеличиваясь до 30—40 м. В нижнем течении р. Вычегды она достигает 90 м.

Между днепровской (новоземельской) и московской (скандинавской) моренами в Западном Притиманье развита толща песчано-глинистых, преимущественно озерных отложений, описанная много лет назад (Огнев, 1930; Яковлев, 1956). Мощность межморенной толщи сильно изменяется в зависимости от рельефа поверхности подстилающей ее морены и интенсивности последующей ледниковой экзарации. Обычно она составляет 15—20 м, но местами возрастает до 40—50 м.

Наиболее полный разрез межморенной толщи изучен в районе с. Деревянска на левом берегу р. Вычегды в скв. 100 (см. рис. 30). Под московскими надморенными водно-ледниковыми отложениями (около 8 м) и московской мореной (около 16 м) эта скважина вскрыла:

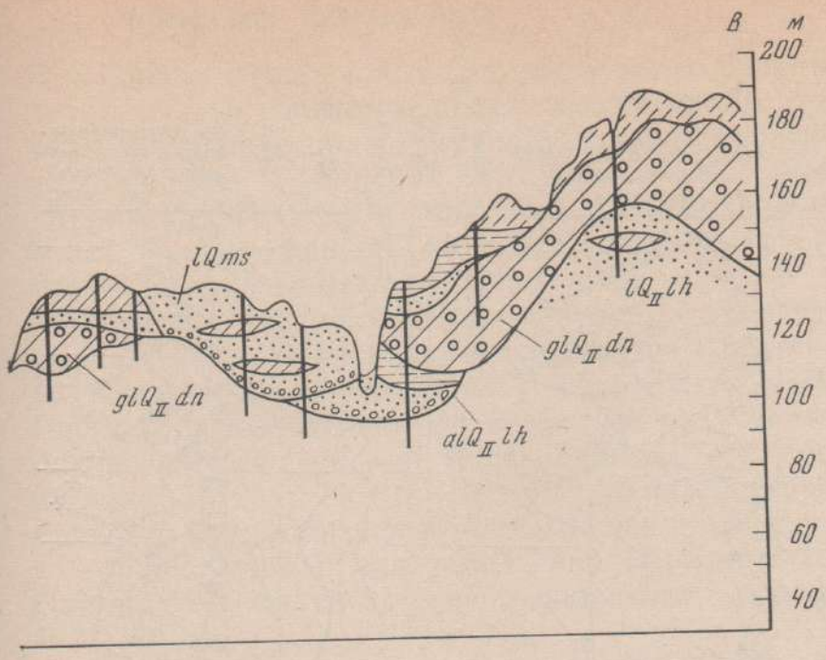


Рис. 29. Геологический разрез четвертичных отложений в среднем течении р. Вычегды, район с. Деревянска (составили А. С. Лавров, Л. М. Потапенко)

Условные обозначения см. на рис. 1

lQIIdn—ms	Мощность, м
1. Пески серые, тонко- и мелкозернистые, горизонтальнослоистые	9,5
2. Алевриты серые и темно-серые, горизонтальнослоистые . . .	3,1
3. Глины темно-серые (до черных), плотные, вязкие, с тонкой горизонтальной слоистостью	1,6
4. Переслаивание глин темно-серых, жирных (до 1 см) с песками серыми, тонкозернистыми, алевритистыми (до 5—7 см) .	11,8

Ниже скважиной пройдена мощная (около 32 м) толща валунных суглинков, верхнюю часть которой, по сопоставлению с соседними скважинами, можно отнести к днепровскому, а нижнюю — к окскому оледенениям.

Палинологическое изучение межморенной толщи в скв. 100 показало, что в песчано-глинистых отложениях слоя 4 (со слоистостью ленточного типа) преобладает пыльца полыней, маревых, кустарничковой и древовидной березы, ивы, ольховника. Накопление этих отложений, очевидно, происходило в перигляциальных условиях в позднеледниковое время. В глинах и алевритах слоев 3 и 2 сокращается участие пыльцы травянистых растений, в заметном количестве появляется пыльца ели и сосны, хотя преобладает по-прежнему пыльца древовидной и кустарниковой березы.

Наибольший интерес представляют спорово-пыльцевые спектры песков слоя 1 и верхней части алевритов слоя 2. В нижней и верхней частях этой толщи преобладает пыльца сосны, древовидной березы и ели. Присутствует пыльца пихты и сосны из секции Strobus, а также вяза и орешника (до 1,5%). Пыльца трав представлена в основном злаками (вверху) или разнотравьем (внизу). В средней части толщи, как и в нижележащих отложениях, преобладает пыльца древовидной и кустарниковой березы, недревесная пыльца представлена в основном полынью.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры отражают два периода улучшения климата, во время которых в бассейне р. Вычегды распространялись хвойные леса с участием вяза и орешника. Потепления разделены отчетливо выраженным похолоданием. Аналогичная картина вырисовывается и по результатам палинологического изучения других разрезов межморенных отложений этого района (скв. 99, 101 и др.).

Возможно, что эти потепления соответствуют двум климатическим оптимумам одинцовского межледниковья. Однако остается неясным, почему участие термофильных элементов в них значительно меньше, чем в микулинских отложениях рассматриваемого района (до 19%) и даже чем в климатическом оптимуме голоцена (до 5%). Вероятно, имеющиеся данные не отражают полной картины развития растительности в периоды потеплений.

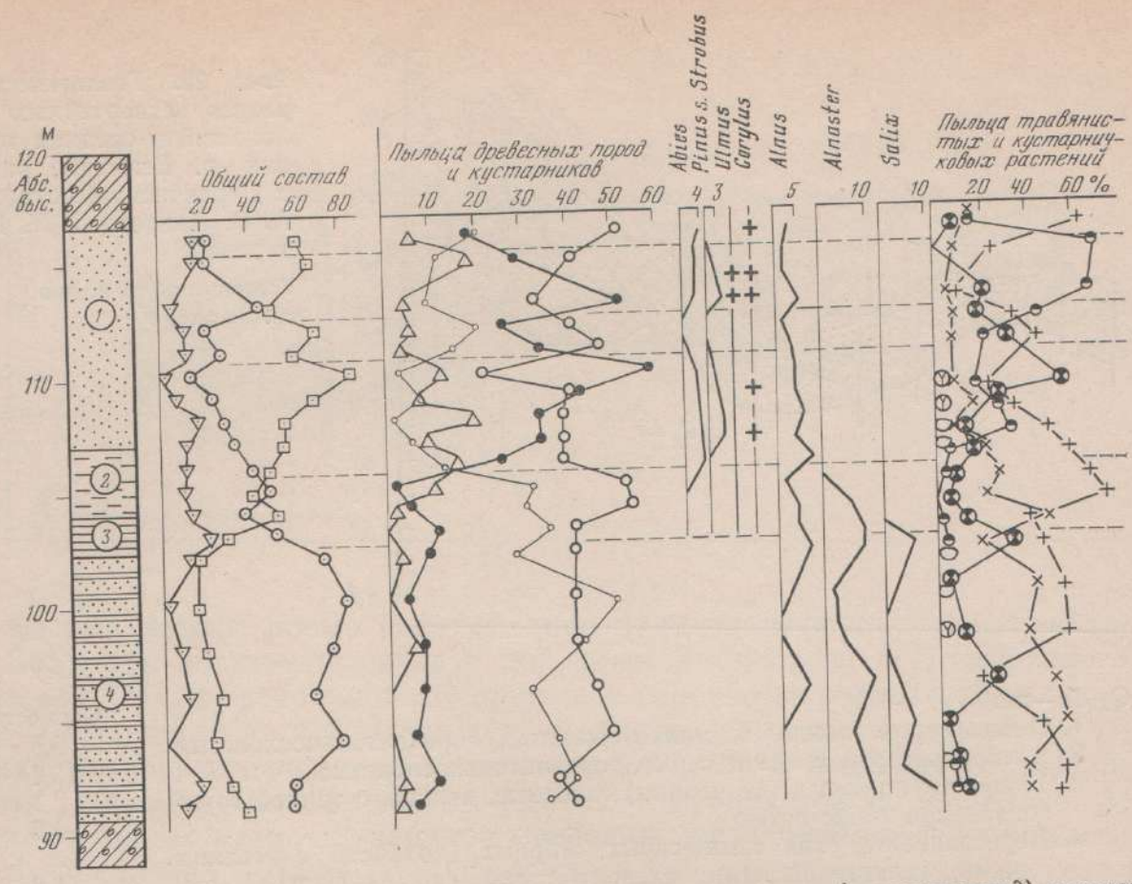


Рис. 30. Спорово-пыльцевая диаграмма днепровско-московских (одинцовских?) межморенных отложений по скв. 100 в районе с. Деревянска (анализы Л. Д. Никифоровой, материалы Л. М. Потапенко)

Условные обозначения см. на рис. 1

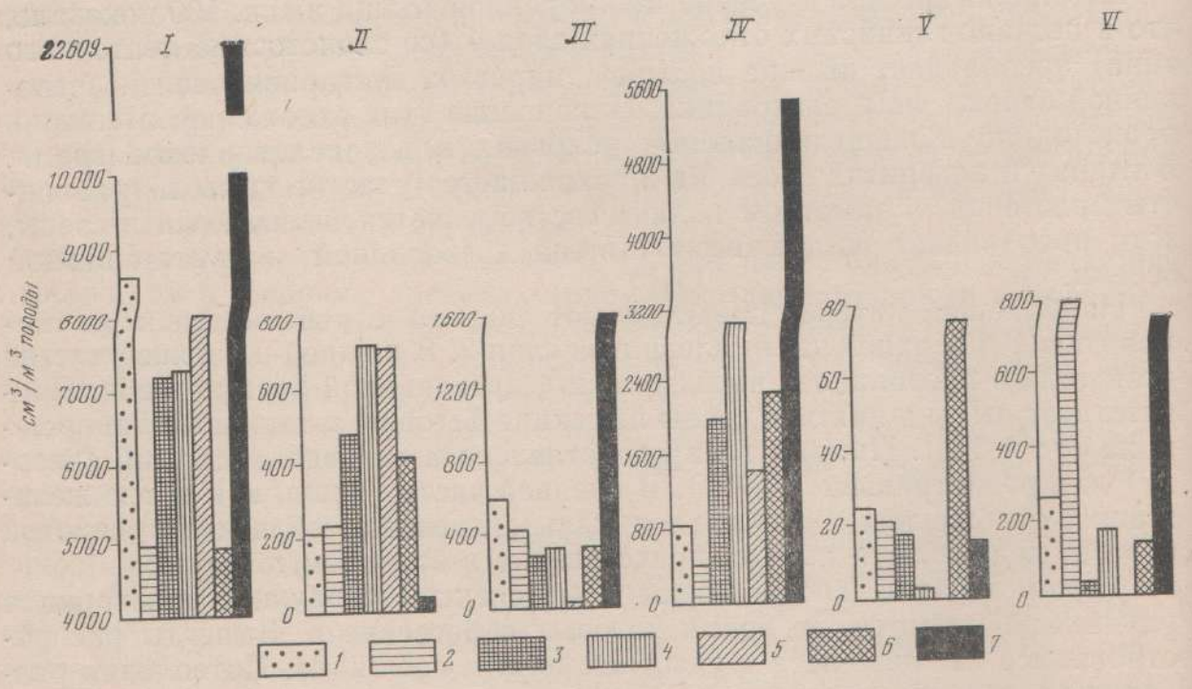


Рис. 31. Усредненная характеристика петрографического состава обломочного материала московской морены (составили А. С. Лавров, Л. М. Потапенко)

1 — долина р. Мезень; *2* — Мезенско-Вычегодский водораздел; *3* — долина р. Пинеги; *4* — нижнее течение р. Вычегды; *5* — долина р. Виледь; *6* — среднее течение р. Вычегды; *7* — краевая зона московского ледникового покрова. *I* — общее количество крупнообломочного материала; *II* — количество обломков скандинавских пород; *III* — то же, рифейских пород Среднего Тимана; *IV* — палеозойских пород Тимана; *V* — юрских пород; *VI* — триасовых пород

Печорская низменность

В пределах Печорской низменности выше уровня эрозионного вреза выделяются три горизонта валунных суглинков. Нижний, содержащий валуны осадочных пород местного и новоземельского происхождения, сопоставляется с мореной максимального (днепровского) оледенения (Яковлев, 1956 и др.). Мощность этой морены обычно составляет 40—60 м; южная граница ее распространения располагается значительно южнее Печоро-Камского водораздела.

Граница распространения среднего моренного горизонта (морена первого постмаксимального оледенения) пересекает верховья Печоры (Астахов, 1974) и уходит на Печоро-Вычегодский водораздел (Лавров, 1968), западнее которого, в верховьях р. Вычегды, сливается с границей московского оледенения (Потапенко, 1974). Мощность средней морены обычно 15—25 м, иногда — до 40 м. На северо-западе Печорской низменности в ней отмечены обломки скандинавских пород, на северо-востоке — пайхойские и новоземельские (Краснов, 1947; Яковлев, 1956), в Приуралье — валуны североуральского происхождения (Кузнецова, 1971).

Верхняя морена (второе постмаксимальное оледенение) развита лишь в северной части Печорской низменности. Для нее характерен новоземельско-уральский набор валунов.

Детальное изучение петрографического состава крупнообломочной фракции всех морен Печорской низменности, проведенное в последнее десятилетие по специально разработанной методике (Лавров, 1976), подтвердило данные предшественников о существовании выше уровня эрозионного вреза только трех горизонтов морен, каждая из которых характеризуется специфическими ассоциациями крупнообломочного материала (валунными комплексами). Изучение ориентировки валунов и закономерностей изменения их состава и количества по площади Печорской низменности и Западного Притиманья (Карпухин, Лавров, 1974; Лавров, 1976; и др.) также полностью подтвердило существующие палеогляциологические реконструкции.

Что касается возраста морен, то здесь дело обстоит значительно сложнее.

Отсутствие в Печорской низменности надежно охарактеризованных разрезов лихвинских отложений вынуждает по-прежнему лишь постулировать днепровский возраст нижней, новоземельской морены. В известной степени он подтверждается данными по бассейну р. Вычегды. Там под мореной, по положению в разрезе плейстоцена и по составу валунов достаточно уверенно коррелируемой с новоземельской мореной Печорской низменности, обнаружены и изучены палинологически аллювиальные и озерные отложения лихвинского возраста (Потапенко, 1975).

Существенно изменились в последние годы представления о возрасте верхней из трех морен Печорской низменности. Многочисленные конечные радиоуглеродные датировки аллювиальных и озерных отложений, подстилающих верхнюю морену Малоземельской и Большеземельской тундры, устанавливают их средневалдайский возраст (Арсланов и др., 1977) и, следовательно, поздневалдайский возраст верхней морены, принимавшейся прежде многими исследователями за калининскую.

Вопрос о возрасте средней морены не может быть решен однозначно, так как пока в Печорской низменности не известны разрезы микулинских межледниковых отложений, залегающих на средней морене или подстилающих эту морену, а результаты палинологических исследований отложений, залегающих между нижней и средней моренами, еще весьма неполны, нередко противоречивы и не дают основания для их уверенной корреляции с одинцовскими (рославльскими) отложениями центральных районов Европейской части СССР [22].

[22] По данным Т. М. Вострухиной (1973), в некоторых из изученных разрезов выделяются два климатических оптимума, во время которых в низовьях Печоры произрастали хвойные леса. (*Прим. ред.*).

Большинство исследователей по-прежнему относит среднюю морену Печорской низменности к московскому оледенению, в то же время некоторые исследователи стали приписывать ей и калининский возраст (Кузнецова, 1971).

Существуют, однако, по крайней мере два аргумента, позволяющие считать московский возраст средней морены Печорской низменности более вероятным, чем ранневалдайский.

1. Различия центров оледенения и путей движения ледников, отложивших верхнюю и среднюю морены. Средняя морена отложена тремя ледниковыми потоками. Один из них вторгался в Печорскую низменность с северо-запада, перевалив перед этим Северный Тиман. Второй двигался со стороны Новой Земли и перекрывал северо-восточную часть региона. Сливаясь, оба ледника единым фронтом двигались к Печоро-Вычегодскому водоразделу, усиливаясь на восточном фланге льдами Полярно-Уральского центра. Последний же ледниковый покров двигался из области Новой Земли широким фронтом и заполнил не только всю северную часть Печорской низменности, но и проник на север Западного Притиманья в бассейны рек Пезы и Пеши.

Столь коренные изменения роли центров оледенения представляются маловероятными в течение валдайской ледниковой эпохи и вполне реальны для оледенений, разделенных микулинским межледниковьем.

2. Сравнительно-морфологический анализ зубов копытного лемминга из отложений, подстилающих среднюю морену в разрезах у с. Акись (Гуслицер, Исайчев, 1976) и Кипиево (Гуслицер, 1973), и сравнение их с данными по разрезам Черменино и Лихвин позволили авторам считать, что в разрезе Акись средняя морена подстилается отложениями моложе раннеднепровского, но древнее раннемосковского возраста, а в разрезе Кипиево — отложениями раннемосковского времени.

Габитус валунных суглинков, относимых к основной морене московского оледенения, вполне типичен и не отличается от внешних признаков аналогичных отложений более молодых или более древних. Цвет породы преимущественно темно-серый, текстура массивная, при выветривании появляется характерная комковатость, или «оскольчатость», благодаря которой порода довольно легко рассыпается на изометричную или продолговатую щебенку. Слоистость, даже нечетко выраженная, встречается редко. Текстуры гляциодинамического происхождения также фиксируются редко, что объясняется, вероятнее всего, плохим качеством естественных обнажений в зоне многолетней мерзлоты.

Материалы, опубликованные Л. А. Кузнецовой (1971), изучавшей морены восточной и южной частей Печорской низменности, и полученные автором данные по северной половине территории дают основание для выделения трех основных типов петрографического состава крупнообломочного материала московской морены.

I тип характерен для центральной и восточной частей Большеземельской тундры. Основу петрографического спектра составляют черные карбонаты, в основном известняки, и группа полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев темно-серых, метаморфизованных. Меньшую роль играют светло-серые известняки. Местными породами являются мезозойские песчаники, уголь, сидерит, изредка пиритовые (марказитовые) конкреции и ростры белемнитов. В долинах рек Черной и в истоках р. Шапкиной постоянно присутствуют мелкие и немногочисленные обломки базальта, очень редко встречаются граниты и агаты. Восточнее, в долине р. Колвы, Море-Ю и на берегу Хайпудырской губы этих пород не отмечено.

II тип петрографического состава крупнообломочной фракции присущ московской морене только на северо-западе Печорской низменности. В этот район ледник пришел, перевалив через Северный Тиман. Породы, слагающие возвышенность Северного Тимана, в составе II типа занимают существенное место. К ним относятся девонские зеленоватые и серые песчаники и сланцы, светлые известняки карбона, а также туфы

и базальты (нередко с агатами) нижнефранского подъяруса верхнего девона. Кроме того, в небольшом количестве, но постоянно встречаются обломки кольских кристаллических пород.

Включения базальта, иногда в больших количествах, в московской морене прослежены на всей территории северо-западной части Печорской низменности. Ориентировка крупнообломочного материала, а также борозд и шрамов на плоско-выпуклых валунах под подошвой московской морены этого региона в сочетании с траекториями переноса базальтов, изменением количества обломков в целом и светлых известняков в частности позволяют уверенно восстановить направление движения московского ледника, происходившее с северо-запада на юго-восток.

Породы, характерные для новоземельского центра, в московской морене содержатся в небольшом количестве, которое не обнаруживает никакой четкой тенденции к изменению по площади. Все это говорит об их вторичном залегании, т. е. о захвате их московским ледником при экзарации днепровской морены.

III тип петрографического состава крупнообломочного материала характерен для Печорского Приуралья. Его основу (50—77%) образуют осадочные породы: известняки, песчаники и кремни палеозоя. Реже встречаются алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гравелиты, яшмы, сидериты и угли. Метаморфические породы (14—49%) представлены кварцитами, разнообразными сланцами и зеленокаменными породами. Магматические породы (2—10%) представлены широким спектром основных, средних и кислых пород. Состав обломков метаморфических и магматических пород морены показывает, что они произошли за счет разрушения нижнепалеозойских и протерозойских магматических комплексов Приполярного, в меньшей степени Полярного Урала (Кузнецова, 1971).

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

Как показывают рассмотренные материалы, в области распространения московского ледникового покрова в отложениях, которые обычно относят к среднему плейстоцену, всюду выделяются два ледниковых комплекса, существенно различающиеся по составу и ориентировке крупнообломочного материала, а в ряде районов — и по минералогическому составу фракции 0,05—0,25 мм. Нижний из них подстилается лихвинскими межледниковыми осадками, а на верхнем залегают микулинские межледниковые образования.

Эти ледниковые комплексы разделяются одинцовскими (рославльскими, шкловскими, снайгупельскими) межледниковыми отложениями, палинологически изученными более чем в 80 разрезах (в том числе в разрезе у д. Акулово в непосредственной близости от стратотипического Одинцовского разреза) и обладающими очень характерными спорово-пыльцевыми диаграммами, резко отличающимися от спорово-пыльцевых диаграмм лихвинских и микулинских межледниковых отложений. В полных разрезах (Нижнинский Ров и Костеши в Белоруссии, пос. Подруднянский в Смоленской области и др.) наблюдаются два климатических оптимума с высоким (до 80—90%) содержанием пыльцы широколиственных пород, среди которых преобладает пыльца дуба и вяза; в верхнем климатическом оптимуме в значительном количестве (до 40%) присутствует пыльца липы и появляется пыльца граба (до 10—15%). Климатические оптимумы разделены отложениями, в которых пыльца широколиственных пород отсутствует и преобладает пыльца березы (в том числе из секций Nanae и Fruticosae).

В ряде разрезов обнаружены характерные комплексы семян и диатомовых водорослей, существенно отличающиеся от встреченных в лихвинских и микулинских отложениях. Полученные материалы позволяют уверенно коррелировать эти межледниковые отложения от Южной При-

балтики через Белоруссию, Верхнее Приднепровье, Подмосковье и Ярославско-Костромское Поволжье вплоть до бассейна Верхней Сухоны.

Таким образом, не вызывает сомнений, что верхний ледниковый комплекс среднего плейстоцена, образовавшийся в результате деятельности московского ледникового покрова, отделяется от нижнего межледниковыми отложениями и принадлежит самостоятельному оледенению.

Во многих районах (от Белоруссии до Ярославско-Костромского Поволжья) этот ледниковый комплекс расчленяется на два моренных горизонта, близких по вещественному составу; они разделены отложениями межстадиального типа и рассматриваются в настоящей работе как морены ранней и поздней стадий московского оледенения. Границы распространения этих морен в большинстве случаев сильно сближены, и верхняя из них является рельефообразующей на большей части площади распространения московского ледникового покрова; только на западе (в Белоруссии) раннемосковская морена, по-видимому, распространена значительно шире позднемосковской.

Ледниковый комплекс, подстилающий одинцовские межледниковые отложения, в соответствии с «Региональной унифицированной и корреляционной стратиграфической схемой четвертичных отложений Европейской части СССР» (1964) в настоящей работе отнесен к днепровскому оледенению, хотя не исключена возможность, что появившиеся в последнее время материалы и потребуют внесения в унифицированную схему существенных изменений.

В частности, получены данные, свидетельствующие о возможном нижнеплейстоценовом возрасте морены Донского ледникового языка и залегающих на ней межледниковых отложений, по палинологической характеристике очень близких к одинцовским; возможно, что в плейстоцене существуют два разновозрастных межледниковых горизонта, характеризующихся сходными спорово-пыльцевыми диаграммами рославльского типа.

В краевой зоне московского оледенения в ряде разрезов (д. Акулово, г. Балашиха, д. Бибирево) выше отложений, хорошо сопоставляющихся с нижним (глазовским) климатическим оптимумом одинцовского межледниковья, встречены очень своеобразные озерные отложения, в которых наблюдается одновременная кульминация пыльцы ели (до 40—50%) и пихты (10—15%), а также широколиственных пород (до 20%), среди которых преобладают граб или липа. От нижележащих одинцовских отложений эта толща, по-видимому, отделена значительным разрывом.

Некоторые исследователи (Бреслав и др., 1979) относят верхнюю озерную толщу Акуловского разреза к лихвинскому межледниковью и присоединяются к давно развиваемым Л. Н. Вознячуком (1967 и др.) представлениям о нижнеплейстоценовом возрасте как одинцовских (рославльских, шкловских) отложений, так и подстилающей их морены; однако согласиться с такой точкой зрения не позволяют ни приведенные в настоящей работе данные об относительном возрасте флоры лихвинского и одинцовского межледниковий, ни существенные различия спорово-пыльцевых диаграмм лихвинских и «верхнеакуловских» отложений, ни характер фауны Одинцовского разреза, определяющей возраст вмещающих ее отложений не древнее второй половины среднего плейстоцена. В то же время для «верхнеакуловских» отложений нет места в унифицированной стратиграфической схеме. Поскольку они всюду перекрываются позднемосковской мореной, не исключена возможность, что эти отложения относятся к стратиграфическому интервалу между раннемосковской и позднемосковской моренами.

Очевидно, только дальнейшие комплексные исследования как в области распространения московского ледникового покрова, так и в пределах Донского и Днепровского ледниковых языков позволят получить необходимые данные для уверенного сопоставления ледниковых горизонтов этих регионов и для уточнения унифицированной стратиграфической схемы плейстоцена.

Часть III

ГЛЯЦИОМОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА МОСКОВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННОГО И ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО РЕЛЬЕФА ТЕРРИТОРИИ

Рассматриваемая территория расположена к югу от области хорошо сохранившегося ледникового рельефа и образует полосу шириной от 200 до 300 км. Ее западная часть в основном занята обширными, часто сильно заболоченными низменностями, среди которых наиболее крупные Полесская, Приднепровская с абсолютными высотами 100—150 м, Неманская — 130—150 м. Среди этих низменностей выделяется ряд возвышенностей и гряд: Гродненская, Волковысская, Новогрудская, Минская, Оршанская, Копыльская и Ошмянская. Их относительные превышения достигают 80—100 м. Наибольшими абсолютными высотами отличаются Минская и Новогрудская возвышенности, а отдельные высоты в их пределах достигают 320—350 м. Не меньшее место в рельефе территории принадлежит равнинам (Центрально-Березинская, Оршано-Могилевская и др.) с преобладающими абсолютными высотами 150—200 м.

Центральная часть рассматриваемой территории в отличие от западной и восточной — возвышенная. Основное место принадлежит Смоленско-Московской возвышенности (ее западной и центральной частям) с абсолютными высотами 200—250 м. Отдельные вершины ее, приходящиеся на Сычевско-Вяземские и Гжатско-Можайские гряды, достигают 270—320 м. С севера на эту территорию заходят отроги Валдайской возвышенности, включающие часть Осташковской гряды, Торжковскую, Приволжскую гряды, а также более мелкие возвышенности (Свиные горы, Ильи горы, Оковский лес и др.). Наивысшая отметка Валдайской возвышенности (более 346 м) находится у д. Репище. На юго-востоке центральной части находится северное окончание Среднерусской возвышенности с абсолютными высотами 200—250 м и выше.

Низменности этой территории занимают небольшие пространства и характеризуются абсолютными отметками 150—180 м. Наиболее низкие абсолютные отметки (125—150 м) приурочены к Верхневолжской низине, западная часть которой относится к рассматриваемой части территории.

В восточной части изучаемой территории преобладают такие крупные низменности, как Верхневолжская, Мещерская, Костромская с абсолютными отметками 130—170 м. Среди них располагаются отдельные возвышенности, наиболее крупными из которых являются Клинско-Дмитровская гряда с наивысшей абсолютной отметкой 285 м, Угличско-Борисоглебская, Галичская, Северные Увалы. В пределах Верхневолжской низменности выделяются такие мелкие гряды, как Калининские, Бежецкий Верх, Лихославльские, Покров-Коноплянские, Даниловско-Грязовецкие и другие с относительными превышениями 30—50 м, редко более.

Общей чертой рельефа этой территории является почти полное отсутствие озер. Все котловины среди холмисто-моренного рельефа, как правило, сухи, реже заболочены («Рельеф и стратиграфия...», 1961). Кот-

ловины существовавших здесь озер заполнены осадками и заторфованы. Редко встречающиеся озера являются реликтами древних крупных озер и занимают лишь ничтожную часть озерных котловин. Они сильно заилены и заторфованы.

Долины рек и ручьев образуют сильно разветвленную гидрографическую сеть, относящуюся к бассейнам Немана, Днепра, Волги. Основные реки имеют широкие, хорошо разработанные долины с комплексом террас.

Как показали исследования последних лет, на структуру и динамику ледниковых покровов в пределах Восточно-Европейской равнины большое влияние оказывал дочетвертичный рельеф (Последний ледниковый покров..., 1969; Структура и динамика..., 1977; Асеев, 1974), имеющий сложный ступенчатый структурно-денудационный характер, обусловленный как литолого-фациальными особенностями разновозрастных пород, выходящих на дочетвертичную поверхность, так и особенностями тектонического и неотектонического развития этого района.

Основные черты дочетвертичного рельефа в области московского ледникового покрова, перекрытого валдайским ледниковым покровом, достаточно подробно освещены в литературе (Последний ледниковый покров..., 1969), поэтому основные особенности дочетвертичного рельефа, характеризуемые ниже, касаются области, расположенной между границами распространения валдайского и московского ледниковых покровов.

Основными элементами структурно-денудационного дочетвертичного рельефа в центральной части Восточно-Европейской равнины являются низины, возникшие преимущественно в областях развития песчано-глинистых пород девона, перми, триаса, юры и нижнего мела, и платообразные возвышенности, совпадающие с площадями развития преимущественно известняков и доломитов карбона, выходящих непосредственно на дочетвертичную поверхность либо залегающих близко от нее и вскрытых дочетвертичными эрозионными врезами (рис. 32). В пределах возвышенностей и низин абсолютные высоты дочетвертичного рельефа колеблются в пределах от 280—250 до 100—80 м. Такие же перепады (около 200—180 м) характерны и для современного рельефа рассматриваемой территории. Для последнего в целом можно отметить соответствие основных низменностей и возвышенностей пониженным и возвышенным пространствам дочетвертичного рельефа. Примерами могут служить Мещерская низина и Ярославско-Костромская низменность, приуроченные к низинам в дочетвертичном рельефе, а также Смоленско-Московская возвышенность, приуроченная к карбоновому плато, и Клинско-Дмитровская гряда, в основании которой высоко поднятые каменноугольные, юрские и меловые породы. Однако отмеченное прямое соотношение дочетвертичного и современного рельефа справедливо лишь в общих чертах; при детальном изучении, как правило, выявляются существенные отличия. Последние явились результатом перестройки под влиянием действия покровных оледенений и неотектонических движений. На роль этих факторов в свое время было справедливо указано Н. Н. Соколовым (1946).

Западную часть центральной области московского ледникового покрова от Минска (на юго-западе) до Смоленска (на востоке) занимает девонская низина, сложенная преимущественно мергельно-карбонатными породами различных горизонтов среднего и верхнего отделов девонской системы, моноклинально погружающихся в северо-восточном направлении к центру Московской синеклизы. В восточной части девонская низина представляет собой плоскую равнину с абсолютными высотами 100—140 м (Рельеф и стратиграфия..., 1961), в западном направлении она целиком снижается до отметок 60 м (Гурский, 1974). Некоторое осложнение вносит Рославльско-Городокская возвышенность, которая протягивается в пределах рассматриваемой низины с юго-востока на северо-запад от Орши на Витебск и далее на Городок. Абсолютные отметки дочетвертичного рельефа поднимаются в пределах этой возвы-

шенности до 120—140 м. По мнению некоторых исследователей (Гурский, 1974), возвышенность оказывала существенное влияние на распределение ледниковых масс, играя роль высокого ледораздела. К западу от нее характер поверхности девонской низины довольно сложный: выделяются локальные, относительно повышенные и пониженные участки, а также глубокие ложбины (Гурский, 1974). Перепад высот составляет 40—45 м. На юго-западе территории от Минска к Бобруйску, на Могилев и далее на восток до Брянска и Орла прослеживается низменная равнина, сложенная существенно карбонатными (преимущественно белым писчим мелом) породами и опоками верхнемелового возраста. Подчиненную роль в разрезе играют песчано-глинистые отложения. Поверхность равнины на большей части территории относительно плоская, расчлененная немногочисленными неглубокими долинами. Абсолютные высоты в ее пределах изменяются от 90 до 100—110 м. Наиболее высокими являются эрозионно-денудационные останцы, сложенные песчано-глинистыми породами палеогенового возраста. К югу от Орши рассматриваемая равнина осложнена возвышенностью, в пределах которой дочетвертичный рельеф имеет абсолютные отметки 120—140 м. Эта возвышенность является южным продолжением вышеописанной возвышенности, расположенной севернее и осложняющей девонскую низину.

К верхнемеловой низменной равнине с юга и юго-запада примыкает высоко поднятое и сильно расчлененное плато, сложенное песчано-глинистыми и опоковидными породами палеогенового возраста. Плато поднимается до абсолютных отметок 120—140 м. Отдельные участки возвышаются на 35—40 м над общим уровнем поверхности плато. Они представляют собой останцы, сложенные наиболее молодыми горизонтами палеогена и породами неогена. Бóльшая часть этих останцов сосредоточена на левобережье Днепра (от Чернигова до Гомеля).

Ступенчатым уступом шириной от нескольких километров до 30 км и высотой до 70—80 м от девонской низины отделяется карбоновое плато, протягивающееся от Смоленска на юго-западе до Калинина на востоке и от Вышнего Волочка на севере до Вязьмы на юге (Рельеф и стратиграфия..., 1961; Последний ледниковый покров..., 1969; Спиридонов, 1972; Асеев, 1974). Карбоновое плато выделяется в дочетвертичном рельефе в виде ровной поверхности, сложенной главным образом известняками и доломитами карбона, слабо наклонной по направлению падения слоев к центру Московской синеклизы. Наиболее высокие участки дочетвертичного рельефа (до 235 м) установлены в пределах современной Вышневолоцкой гряды, примыкающих к ней Свиных и Ильих гор (Лопатников, 1961). Несколько ниже (около 220 м) находится поверхность дочетвертичного рельефа в области Сычевско-Вяземских высот и на участке ст. Шаховская — ст. Уваровка. Южнее по направлению к г. Медыни высокие отметки кровли дочетвертичного рельефа характерны только для останцов. А. А. Асеев (1974) рассматривает этот наиболее высокий денудационный уровень как фрагмент позднемеловой денудационной поверхности выравнивания. Аномально высокие абсолютные отметки поверхности дочетвертичных отложений (более 280 м) известны только в одном районе — к югу от верхневолжских озер (Рельеф и стратиграфия..., 1961). Возможно, что этот участок представляет собой останец еще более древней по сравнению с вышеназванной поверхности выравнивания.

В юго-западной части карбонового плато кровля дочетвертичных пород находится на абсолютных высотах 180—160 м, образуя денудационный уровень, который предположительно датируется олигоценом (Погуляев, 1955; Шик, 1960а, б). В восточном направлении этот уровень несколько снижается (до 160—180 м). Южнее карбонового плато на междуречье Угры и Десны в дочетвертичном рельефе выделяется плато с абсолютными высотами около 160—180 м и с отдельными останцами, имеющими высоты до 230—240 м. Плато характеризуется сложным строением: наиболее возвышенные его участки сложены песчано-глинистыми породами юрского и нижнемелового возраста, а в понижениях и эрози-

онных врезах обнажается песчано-глинисто-карбонатная толща каменноугольного возраста. На правобережье Десны на дочетвертичную поверхность выходят мергели и опоки верхнемелового возраста, образующие в рельефе пологую низменную равнину с абсолютными высотами около 100—110 м (Рельеф и стратиграфия..., 1961).

Вдоль всей восточной окраины карбонового плато наблюдается пологий склон, в пределах которого абсолютные высоты дочетвертичного рельефа снижаются до 100—120 м (к востоку от Калинина, в верховья Нары и Протвы), что несомненно является отражением в рельефе влияния тектонического шва. К востоку от него, в пределах современной Москворецко-Окской равнины дочетвертичный рельеф неоднороден. В ее западной части кровля каменноугольных известняков приподнята, и последние вскрываются не только древней, но и современной эрозионной сетью. Останцы возвышенного рельефа сложены песчано-глинистыми породами юры и нижнего мела. Преобладающие абсолютные высоты дочетвертичного рельефа в этом районе — 160—180 м, а в пределах останцов (у Рузы, Дедовска, Красногорска, на юге Теплостанской возвышенности) до 200 м. В восточной части Москворецко-Окской равнины (в среднем течении рек Клязьмы и Москвы), где приподнятое ядро каменноугольных пород отсутствует, поверхность коренных пород, сложенная преимущественно песчано-глинистыми породами верхнеюрского и нижнемелового возраста, относительно снижена — до абсолютных высот 100—120 м (юрская низина). По-видимому, это наиболее низкая денудационная поверхность, фрагменты которой развиты в виде террасовидных площадок и вдоль долины р. Москвы на участке ее вреза в коренные породы; абсолютные отметки вреза — 80—90 м (Асеев, Веденская, 1962).

Описанная выше юрская низина продолжается на восток в пределы современной Мещерской низины. Детальные работы в этом районе (Асеев, Веденская, 1962) показали, что дочетвертичный рельеф здесь в значительной мере расчленен, главным образом субмеридиональными ложбинообразными понижениями, в пределах которых абсолютные высоты дочетвертичного рельефа снижены до 70—80 м. На фоне эрозионных останцов, разделенных этими понижениями и имеющих абсолютные высоты около 140 м, выделяются участки тектонически активных морфоструктур, где дочетвертичная поверхность поднята на аномальную для данного района высоту (150 м) — Егорьевское плато (Асеев, 1974).

Восточным ограничением юрской низины служит Ковров-Касимовское плато, сложенное преимущественно разнообразными известняками и доломитами карбона и имеющее абсолютные высоты дочетвертичного рельефа 140—160 м с фрагментарно развитыми останцами более высокой денудационной ступени — 180 м. К северу от Москвы в пределах современной Клинско-Дмитровской гряды кровля карбона поднимается до абсолютных отметок 160—170 м (в районе Юрьев-Польской возвышенности) и до 110 м к западу от долины р. Сестры. Каменноугольные породы перекрыты сложно построенными, литологически пестрыми породами верхнеюрского, нижне- и верхнемелового возраста. Последние, представленные опоками, трепелами и песчаниками, образуют в ряде мест эрозионные останцы. В их пределах кровля дочетвертичного рельефа поднимается до 200—225 м (Шорыгина, 1947). Но наиболее широко в пределах Клинско-Дмитровской гряды в дочетвертичном рельефе развит уровень денудационного выравнивания, характеризующийся абсолютными высотами 140—160 м и образующий коренную основу пологохолмистых моренных равнин с абсолютными высотами современного рельефа 170—175 м.

К северу от Клинско-Дмитровской гряды расположена Верхневолжская низина, переходящая в восточном направлении в Ярославско-Костромскую низину. Здесь на дочетвертичную поверхность выходят преимущественно песчано-глинистые красноцветные породы верхней перми и нижнего триаса, песчано-глинистые породы юры и нижнего мела. Последние в районе г. Калинина лежат на известняках каменноугольного

Рис. 44. Гляциоморфологическая карта территории московского ледникового покрова для Центра Русской равнины (составили Э. Е. Лехт, Н. С. Чеботарева, Е. А. Гаврюшова, В. П. Гей, И. В. Котлукова, И. Н. Лобачев, Д. Б. Орешкин, В. В. Писарева, Н. Г. Судакова, М. А. Фаустова. Под ред. Н. С. Чеботаревой)

Фронтальные конечные морены: *1* — преимущественно напорные, четко выраженные в рельефе; *2* — то же, слабо выраженные в рельефе. Рельеф ледораздельных зон: *3* — крупные внутриледниковые срединные массивы; *4* — холмистый и холмисто-грядовый, преимущественно напорный рельеф межлопастных и угловых массивов, в том числе радиальных морен и валов. Рельеф гляциодепрессий: *5* — пологоволнистая моренная равнина языковых бассейнов; *6* — плоская озерно-ледниковая равнина языковых бассейнов; *7* — крупные ложбины ледникового стока; *8* — отторженцы (*а*) и гляциодислокации (*б*). Границы оледенений: *9* — валдайского; *10* — московского

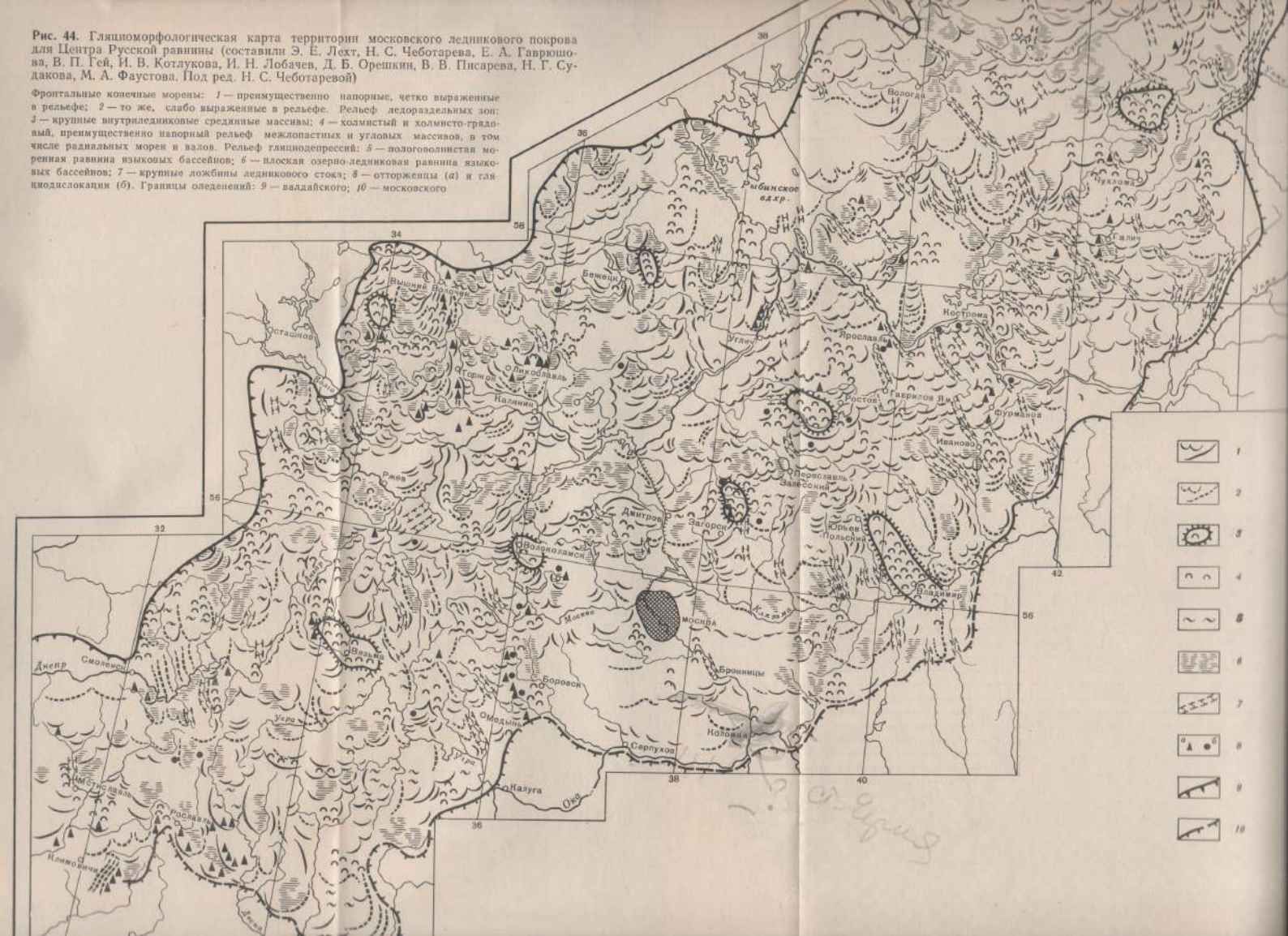
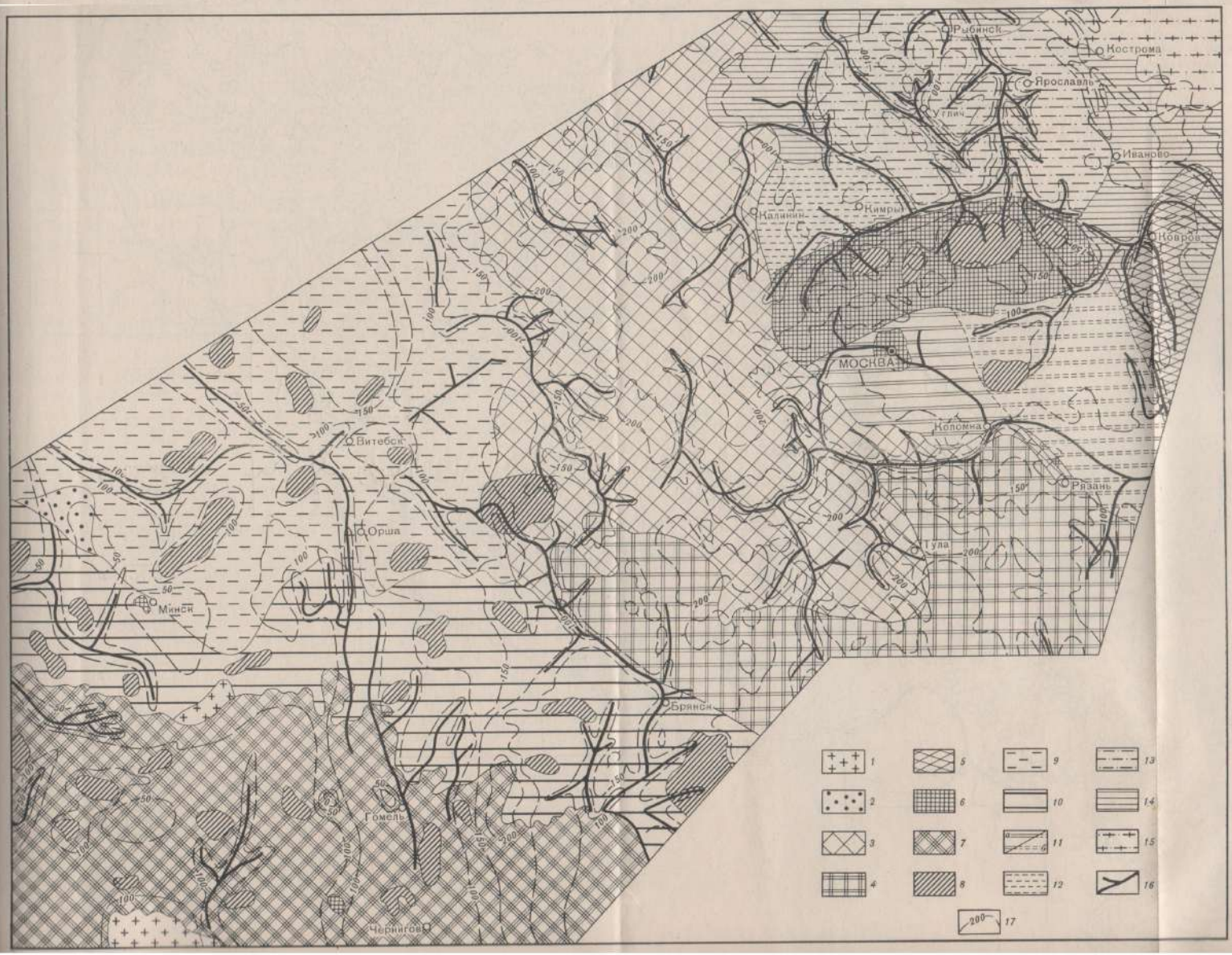


Рис. 32. Схема рельефа поверхности дочетвертичных пород с элементами геологического строения (составили Е. А. Гаврюшова, Б. Н. Гурский)

1 — отдельные массивы на юге Белоруссии, сложенные гнейсами, гранитами, пегматитами, кварцитами архей-протерозойского возраста; *2* — отдельные массивы (на северо-западе Белоруссии), сложенные песчано-глинистыми и мергелисто-известняковыми породами кембрийского, ордовикского и силурийского возраста; *3* — платообразная возвышенность, сложенная преимущественно карбонатными породами каменноугольного возраста; *4* — плато, сложенное песчано-глинисто-карбонатными породами каменноугольного возраста, а наиболее возвышенные участки — песчано-глинистыми породами юрского и нижнемелового возраста; *5* — высоко поднятое плато, сложенное карбонатными и песчано-глинистыми породами каменноугольного и верхнеюрского возраста; *6* — высоко поднятое, сильно расчлененное плато, сложенное карбонатными и песчано-глинистыми породами каменноугольного, верхнеюрского и нижнемелового возраста, осложненное останцами, сложенными верхнемеловыми породами; *7* — высоко поднятое, сильно расчлененное плато, сложенное песчано-глинистыми и опоковидными породами палеогенового возраста; *8* — возвышенные участки среди низменностей и плато; *9* — низина, сложенная мергелисто-карбонатными породами девонского возраста; *10* — пологая низменная равнина, сложенная мергелями и опоками верхнеюрского возраста; *11* — то же: *а* — относительно сильно расчлененная, *б* — относительно слабо расчлененная; *12* — низина, сложенная песчано-глинистыми породами верхнеюрского и нижнемелового возраста, залегающими на каменноугольных отложениях; *13* — низина, сложенная теми же породами, залегающая на красноцветных породах пермского и нижнетриасового возраста; *14* — низина, сложенная красноцветными породами пермского и нижнетриасового возраста; *15* — низина, сложенная породами юрского и нижнемелового возраста; *16* — тальвеги дочетвертичных долин; *17* — абс. высоты



возраста, а в районе Ярославского Поволжья — на красноцветных породах перми и триаса. Абсолютные отметки дочетвертичного рельефа снижаются от 120—130 м в районе г. Калинина до 100—80 м в районах городов Рыбинска, Ярославля, Костромы. На фоне гигантской дочетвертичной низины — «пермской» (Рельеф и стратиграфия..., 1961) местами отмечаются группы невысоких эрозионных останцов, хорошо выраженных в рельефе. Так, в районе современной Угличской возвышенности в дочетвертичном рельефе прослежена (Асеев, 1974) система останцов, имеющих абсолютные высоты 100—114 м, разделенных поверхностью дочетвертичного водораздела с абсолютными высотами 70—80 м.

Описанный выше структурно-денудационный рельеф поверхности дочетвертичных пород расчленен долинами предположительно неогенового возраста (Последний ледниковый покров..., 1969). Густота и глубина вреза этих долин различны, но в целом ряде районов они значительны. В последние годы в результате многочисленных геологосъемочных работ детализирована система долинных врезов в Ярославском Поволжье (Шик, 1961; Обединтова, 1977). Было установлено, что как в этом, так и в других районах (например, в пределах карбонового плато) по сравнению с современной древняя сеть несравненно гуще, а врезы значительно глубже.

Домосковский рельеф по сравнению с дочетвертичным изучен гораздо слабее, что связано со сложностью стратификации толщи четвертичного покрова. Имеющиеся данные (Рельеф и стратиграфия..., 1961) свидетельствуют о том, что домосковский рельеф был в целом более однородный, менее расчлененный, имел сглаженный выровненный облик. Роль «нивелиров» принадлежит флювиогляциальным, озерно-ледниковым и озерным отложениям. Общая выровненность домосковского рельефа по сравнению с дочетвертичным сказывается в первую очередь на сокращении амплитуды первого. Наименьшие ее значения установлены для районов широкого развития водно-ледниковых отложений (например, вблизи г. Иваново). Здесь дочетвертичный рельеф имеет плоский выровненный характер. Амплитуда его высот составляет около 75 м, а домосковского рельефа, имеющего еще более сглаженный облик,— около 35 м. В западном Подмосковье (в районе Вереи — Звенигорода), в Смоленской области (в районе пос. Подруднянского — д. Глазово) амплитуды высот дочетвертичного рельефа по сравнению с домосковским в 3, иногда в 4 раза больше.

Отмеченная выше выровненность домосковского рельефа проявляется также и в морфологии его форм: вместо довольно хорошо выработанных долин, выявленных в дочетвертичном рельефе, развиты широкие ложбинообразные понижения. Тальвеги последних нередко несколько смещены относительно тальвегов дочетвертичных долин. Что же касается положительных форм рельефа, то они в домосковском, как и в дочетвертичном рельефе, в основном совпадают: например, Борисоглебская возвышенность, значительные участки Клинско-Дмитровской гряды.

Анализ соотношения рельефа дочетвертичных пород и современного показывает, что в самых крупных чертах рельеф является унаследованным. Выделяющиеся в современном рельефе западная, центральная и восточная части выделяются также и в рельефе дочетвертичных пород.

Крупные низменности (Верхневолжская, Мещерская, Полесская и т. д.) и возвышенности (Среднерусская, Клинско-Дмитровская, Угличско-Борисоглебская, частично — Смоленско-Московская и др.) имеют, как правило, тоже прямые соотношения с древним рельефом. Что касается небольших низменностей и гряд, то соотношения современного и древнего рельефа в их пределах могут быть самыми различными (см. рис. 61 в кн. «Рельеф и стратиграфия...», 1961).

Речные долины и больших и малых рек лишь на отдельных участках наследуют древние — Волги, Оки, Днепра и др. Направление стока современной речной сети нередко противоположно древнему. Значительные участки многих доледниковых долин вообще не выражены в совре-

менном рельефе. Ввиду слабой изученности рельефа домосковских пород его соотношение с современным пока во многих случаях остается проблематичным.

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ СОХРАННОСТИ МОСКОВСКОГО РЕЛЬЕФА

Ледниковый рельеф Русской равнины создавался и формировался несколькими ледниковыми покровами, существовавшими в различные эпохи оледенения с разделяющими их межледниковьями. Характерно, что ледниковый покров последующей эпохи не достигал пределов распространения ледника предыдущей ледниковой эпохи. Таким образом, на территории Русской равнины существует несколько зон разновозрастного ледникового рельефа. Рельеф, созданный валдайским ледниковым покровом, начал подвергаться эрозионно-солифлюкционной делювиальной переработке с момента его формирования, т. е. 18—20 тыс. лет назад. Московский ледниковый рельеф подвергался воздействию этих процессов значительно дольше, т. е. во время его деградации, затем во время микулинского межледниковья, а потом и в течение того же времени, что и валдайский ледниковый рельеф. Днепровский ледниковый рельеф претерпевал влияние эрозионно-солифлюкционно-делювиальных процессов еще значительно большее время; к периоду, в течение которого «обрабатывался» московский ледниковый рельеф, следует прибавить одинцовское (рославльское) межледниковье, а также эпоху развития московского ледникового покрова.

Правильная оценка возраста ледникового рельефа весьма важна при проведении границ распространения ледниковых покровов, а также при различных палеогеографических реконструкциях. Общепризнанной к настоящему времени является точка зрения, что «первозданный ледниковый облик» лучше всего должен сохраниться у рельефа последнего (валдайского) ледникового покрова и хуже всего — у днепровского.

В литературе со времени Р. Флинта (1963), К. К. Маркова (Герасимов, Марков, 1939) бытуют выражения: «молодой рельеф», «дряхлый рельеф» и т. д. Этими терминами исследователи пользуются и до настоящего времени. Известно, что в морфологии ледниковых форм рельефа отражаются не только следы проявления динамики ледникового покрова, деятельности его талых вод или особенностей вытаивания мертвого и погребенного льда, а также и воздействия склоновых процессов. Однако изучению деятельности последних до сих пор уделялось еще очень мало внимания. Склоновые отложения, развитые в толще ледниковых образований последнего оледенения, в пределах холмистого рельефа с большой степенью детальности изучались латышскими исследователями. Выяснилось, что в холмистых образованиях ледникового рельефа Латвии склоновые отложения представлены в виде шлейфа на склонах холмов и в межхолмных впадинах. Эти отложения представляют собой своеобразную группу генетических типов осадков, отличающихся специфическими особенностями строения. Они легко распознаются в ледниковом комплексе по условиям залегания, типу слоистости, увеличению мощности к подошве склонов. Примечательно, что углы падения слоев склоновых отложений наибольших значений (25—32°) достигают в глубине толщи, по направлению к ее поверхности они постепенно выполаживаются. Ориентировка длинных осей гальки, содержащейся в склоновых отложениях, совпадает с азимутом падения склонов (Вейнберг, 1978).

На широкое развитие делювиально-солифлюкционных отложений на территории Калининской области, не покрывавшейся валдайским ледниковым покровом, указывали еще А. И. Москвитин (Давыдова, Москвитин, 1939), И. В. Васильева (1938), А. И. Спиридонов (1938) и др. Позднее в одном из районов, отмеченном А. И. Москвитиным, Н. С. Чеботa-

рева провела исследования отложений, выполняющих межхолмные котловины. Скважинами были вскрыты красно-бурые или серые суглинки, неслоистые, с неравномерной примесью песка и гальки, а иногда песка вперемежку с глиной.

Местами вскрытые отложения имеют мореноподобный облик. Отсутствие структуры в этих осадках, четких контактов при смене суглинистых отложений песчаными отличает эти отложения от настоящей морены, которая участвует в строении холмов и местами вскрывается в обнажениях. Делювиально-солифлюкционный генезис этих осадков подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа. Выяснилось, что в спорово-пыльцевом спектре большую роль играет пыльца березы (пыльцы Betula из секции Nanae имеется 40%), но здесь же почти повсеместно встречается пыльца широколиственных пород и орешника и даже пыльца Juglans. Такой состав спектра несомненно свидетельствует о его переотложенном характере, что подтверждает предположение о делювиально-солифлюкционном генезисе вмещающих его отложений.

В 1939 г. К. К. Марков впервые выделил в толще четвертичных отложений района Галича Костромской области осадки делювиально-солифлюкционного генезиса мощностью не более 2—3 м, образовавшиеся в эпоху валдайского оледенения. Их возраст имеет достаточно четкое обоснование, так как ниже залегают озерные отложения микулинского возраста. Поскольку эти осадки местами имеют мореноподобный облик, вопрос об их генезисе долгое время дискутировался. Аналогичные осадки наблюдаются и в других районах, например в окрестностях г. Плеса (Марков, 1940), г. Ростова (Ярославского) — разрезы у деревень Левина Гора, Черемошник, Щурскол) и др. (Чеботарева, 1959; Путеводитель экскурсий..., 1969); мощности их небольшие. По данным исследований, выполненных Я. Дыликом в Польше (Dylik, 1952 и др.), Е. В. Рухиной в Карелии и на Кольском полуострове, склоновые отложения в комплексе ледниковых образований занимают существенное место, достигая иногда мощности в несколько метров. Наблюдения Вейзе (Weisse, 1978) на территории ГДР в районах развития ледникового рельефа, сформированного в эпоху заале, с одной стороны, и в эпоху висла — с другой, привели его к мнению об интенсивной перигляциальной переработке форм рельефа и слагающих их отложений.

Сведения о наличии делювиально-солифлюкционных отложений во многих других районах московского ледникового покрова позволяют сделать вывод, с одной стороны, о достаточно широком их распространении при небольшой мощности, а с другой — о несоизмеримости их мощности с масштабом самих форм рельефа. Поэтому вряд ли первоначальный облик московского ледникового рельефа существенно отличался от наблюдаемого в настоящее время. Произошедшие изменения относятся лишь к частичному заполнению этими отложениями межхолмных котловин и выполаживанию склонов.

В то же самое время надо сказать, что солифлюкционно-делювиальные процессы даже на участках холмистого-грядового рельефа не всегда имели место. Так, изучение строения гряд у д. Халеевичи в районе ст. Клинцы, близ границы московского ледникового покрова, показало, что гряды прямо с поверхности сложены валунным суглинком (лёссовидные покровные отложения отсутствуют). В. П. Гричуком был произведен подсчет валунов на площадках, заложенных на вершине гряды и на ее пологом склоне. Полученные результаты говорят практически об отсутствии здесь склонового смыва.

Следует вспомнить, что в литературе до сих пор господствует представление о том, что московский ледниковый покров утратил свой первоначальный облик в первую очередь за счет эрозионной переработки рельефа (Герасимов, Марков, 1939; Лопатников в кн. «Рельеф и стратиграфия...», 1961; и др.). Эта точка зрения о переработке эрозионными процессами рельефа междуречий для районов, лежащих вне границы последнего оледенения, впервые была подробно изложена А. А. Борзовым



Рис. 33. Краевые образования московского оледенения на топографических картах (составили Э. Е. Лехт, И. Н. Чукленкова)

(1930). Большую роль для развития этих представлений сыграл тот факт, что краевые образования как формы ледниковой аккумуляции распространены фрагментарно, хотя теоретически предполагалось их сплошное распространение вдоль ледникового края. В настоящее время, после проведенных гляциологических исследований в области современных покровных оледенений (Антарктида, Шпицберген, Гренландия, Исландия и др.), установлено, что краевые образования изначально не имеют сплошного распространения (Марков, Капица, 1962; Евтеев, 1964; Шумский, 1969; и др.). Поэтому фрагментарное распространение московских краевых образований вряд ли можно объяснять их вторичным уничтожением.

Проведенные нами исследования, в том числе картирование краевых форм рельефа (рис. 33), показали, что в действительности краевые образования московского ледникового покрова распространены, с одной стороны, значительно шире, чем это представлялось ранее, с другой — что они часто находятся в погребенном или полупогребенном состоянии под водно-ледниковыми осадками и не всегда легко распознаются. В целом рассмотрение карты краевых образований не позволяет говорить об их фрагментарном развитии. В пользу этого мнения свидетельствует и тот факт, что текстуры и структуры основной морены не несут следов вторичной переработки. Больше того, в области распространения московского ледникового покрова широко развиты ложбины ледникового стока, однако далеко не всегда они наследуются современной речной сетью (Васильева, 1938; Москвитин, 1940; Спиридонов, 1938; и др.), что еще раз подтверждает относительно хорошую сохранность первоначального облика рельефа.

Обращает на себя внимание и почти не затронутый эрозией холмисто-грядовый рельеф водоразделов, конечноморенных гряд и центральных участков островных возвышенностей (Борисоглебская, участки Клинско-Дмитровской гряды и т. д.). Мнение А. А. Асеева (1974) о невозможности бесследного исчезновения и полного сглаживания ледниковых форм рельефа находит все большее подтверждение.

Таким образом, вышеизложенное позволяет в целом сделать заключение об относительно хорошей сохранности московского ледникового

рельефа, а давно установленные различия морфологии рельефа разных оледенений объяснять, скорее всего, другими причинами, к числу которых можно отнести мощность и динамику покровов, климатический фактор и многие, пока еще неясные факторы (Асеев, 1974).

Однако почти до последнего времени оценки возрастных различий в облике ледникового рельефа оставались качественными, что значительно снижало их объективность и лишало возможности сопоставлять между собой таковые оценки различных исследователей и даже одного и того же автора, но для различных территорий. Более объективные и сопоставимые оценки сохранности или переработки первоначального ледникового рельефа были получены с помощью количественного метода исследований [23].

Сейчас еще нельзя сказать, что выявлены характеристики отдельных форм ледникового рельефа и их комплексов, величины количественных показателей которых зависели бы от возраста этого рельефа, но определенные попытки в этом направлении уже сделаны. Так, И. А. Фомин (1969) провел анализ осредненных показателей максимальной крутизны склонов холмисто-моренного рельефа, а В. Г. Ауслендер выразил относительную «свежесть» преимущественно камового рельефа соотношением горизонтальных и вертикальных параметров отдельных его форм. Названные выше авторы пытались получить количественные данные, обусловленные возрастными изменениями рельефа. Ввиду того, что исследования проводились только в пределах зоны распространения валдайского оледенения (различные стадии), данные, полученные исследователями, близки по значению и не отражают зависимости величин показателей от возраста рельефа.

И. Н. Чукленковой (1977) для исследования отбирались участки холмисто-моренных возвышенностей различного возраста площадью 20 км² при ширине 2 км. Для определения средней крутизны склонов на ключевых участках ею, как и предшественниками, использована формула Финстервальдера — Пенкера: $\mathrm{tg}\alpha = h/P \cdot \Sigma l$, где h — сечение рельефа на исходном картографическом материале, P — площадь исследуемой территории (И. Н. Чукленковой принимается постоянная величина 20 км²) и Σl — суммарная длина изогипс.

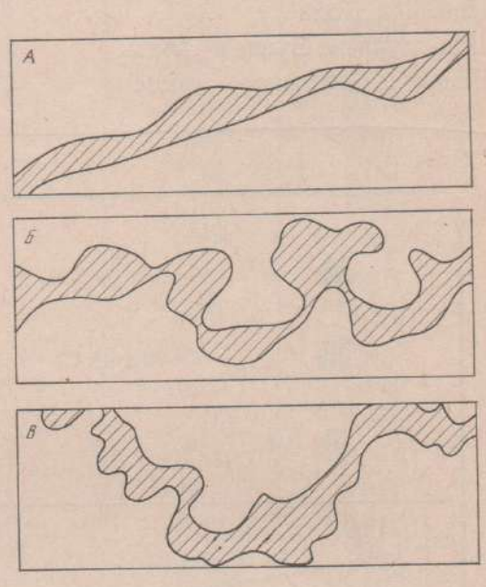


Рис. 34. Типичные водоразделы в пределах границ днепровского (*А*), московского (*Б*) и валдайского (*В*) оледенений (составила И. Н. Чукленкова)

Отбирались участки возвышенностей, сложенные мореной и имеющие абсолютную высоту около 200 м и выше. Это требование обусловлено тем, что более низкие водоразделы могли перекрываться талыми водами ледников последующих эпох и, таким образом, сглаживаться. Известно, что уровень Полоцкого приледникового озера доходил до отметок 165—170 м, Суражского озера — 180—185 м, Верхневолжского, Костромского, Сухонского приледниковых озер — 150—160 м.

Полученные результаты морфометрического исследования представлены в табл. 18. При анализе данных таблицы видно, что по мере увеличения возраста ледникового рельефа величины среднего уклона умень-

---

[23] Текст по результатам количественного метода исследования рельефа написан И. Н. Чукленковой.

Таблица 18

Количественные показатели для ключевых участков и профилей водораздельных линий на холмисто-моренных возвышенностях различного возраста

Местоположение ключевого участка и водораздельной линии	Морфоскульптурная зона	Средний уклон ключевого участка, tgα	Профиль водораздела	
			ритм рельефа, км	средний уклон, tgα
Междуречье Вилии и Швянтойи	Валдайская (вепсовская стадия)	0,067	0,20	0,039
Междуречье Ловати и Западной Двины	То же	0,062	0,16	0,039
Невельская возвышенность	»	0,047	0,17	0,039
Междуречье Десны и Вилии	»	0,062	0,22	0,044
Бассейн Вилии	Валдайская (бологовская стадия)	0,026	0,25	0,022
Покров-Коноплянская гряда	То же	0,027	0,28	0,021
Витебская возвышенность, восточная часть	Московская	0,030	0,42	0,021
Смоленская возвышенность, у пос. Балтутино	»	0,016	0,62	0,015
Вяземская возвышенность	»	0,029	0,80	0,015
Волковысская возвышенность	»	0,032	0,65	0,016
Калининская гряда	»	0,021	0,67	0,012
Междуречье Дона и Оки	Днепровская	0,010	1,16	0,006
Бассейн Дона	»	0,035	1,05	0,006
Междуречье Зуши и Плавы	»	0,019	1,00	0,007
Бассейн Северского Донца	Внеледниковая	0,028	2,62	0,006

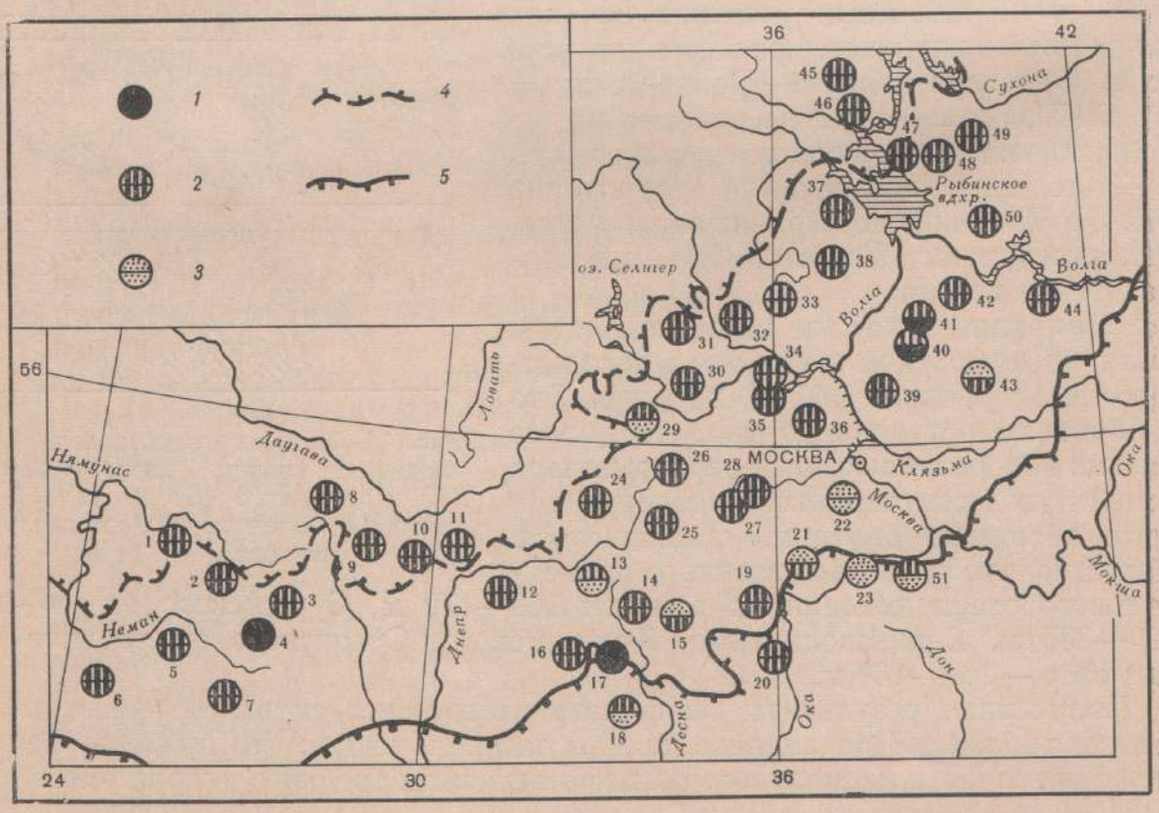


Рис. 35. Морфометрические характеристики водораздельных участков (составила И. Н. Чукленкова)

Верхняя часть кружков — ритм рельефа, нижняя — средний уклон профиля: *1* — $\frac{0{,}28—0{,}45}{0{,}20—0{,}030}$; *2* — $\frac{0{,}45—0{,}90}{0{,}010—0{,}020}$; *3* — $\frac{0{,}90—2{,}62}{\text{менее } 0{,}010}$; *4* — граница распространения валдайского оледенения (Структура и динамика..., 1977); *5* — граница распространения московского оледенения (по авторам книги). Цифры на карте (*1—51*) — см. текст

Таблица 19

Водораздельные участки и их морфометрические характеристики

№ на рис. 35	Местоположение участка	Ритм рельефа, км	Средний уклон, tgα
1	Междуречье Вилии и Шманы	0,65	0,013
2	Ошмянская возвышенность	0,67	0,019
3	Минская возвышенность, северо-восточная часть	0,47	0,018
4	Минская возвышенность, юго-западная часть	0,43	0,025
5	Новогрудская возвышенность	0,75	0,017
6	Волковысская возвышенность	0,65	0,016
7	Копыльская возвышенность	0,50	0,016
8	Кубличская возвышенность	0,63	0,012
9	Горы Катарсы	0,67	0,017
10	Оршанская возвышенность	0,58	0,021
11	Междуречье Западной Двины и Днепра	0,50	0,019
12	Смоленская возвышенность, район пос. Красный	0,51	0,013
13	Смоленская возвышенность, западнее г. Ельни	0,75	0,009
14	Смоленская возвышенность, у пос. Балтутино	0,62	0,015
15	Смоленская возвышенность, южнее г. Ельни	1,10	0,010
16	Смоленская возвышенность, район г. Рославля	0,75	0,013
17	Смоленская возвышенность, район пос. Дубровка	0,40	0,022
18	Смоленская возвышенность, северо-западнее г. Брянска	0,77	0,007
19	Смоленская возвышенность, восточнее г. Мещовска	0,60	0,017
20	Междуречье Вытебети и Нурги	0,58	0,011
21	Междуречье Протвы и Суходрева	0,91	0,014
22	Междуречье Москвы и Протвы	0,91	0,007
23	Правобережье Оки, западнее г. Дубны	1,10	0,007
24	Бельско-Духовщинская возвышенность	0,74	0,013
25	Вяземская возвышенность	0,80	0,015
26	Сычевско-Вяземская возвышенность	0,87	0,012
27	Гжатско-Можайская возвышенность	0,65	0,014
28	Междуречье Москвы и Угры	0,77	0,010
29	Междуречье Западной Двины и Волги	0,80	0,009
30	Ильи горы	0,70	0,010
31	Вышневолоцкая гряда	0,84	0,015
32	Лихославльская гряда	0,77	0,015
33	Возвышенность Бежецкий Верх	0,52	0,016
34	Калининская гряда, восточная часть	0,50	0,012
35	Калининская гряда, центральная часть	0,60	0,014
36	Клинская гряда	0,67	0,012
37	Овинищенская возвышенность	0,75	0,013
38	Возвышенность Бежецкий Верх	0,70	0,009
39	Дмитровская гряда	0,80	0,014
40	Угличская возвышенность, южная часть	0,60	0,026
41	Угличская возвышенность, центральная часть	0,52	0,025
42	Угличская возвышенность, северная часть	0,58	0,016
43	Междуречье Нерли и Колокши	1,10	0,014
44	Междуречье Волги и Клязьмы	0,61	0,017
45	Андогская гряда, северная часть	0,68	0,017
46	Андогская гряда, южная часть	0,70	0,012
47	Междуречье Большого Юга и Соготи	0,63	0,017
48	Междуречье Волги и Сухоны, у с. Юдино	0,56	0,014
49	Междуречье Волги и Сухоны, у с. Владычное	0,87	0,12
50	Даниловская возвышенность	0,71	0,014
51	Правобережье Оки, восточнее г. Дубны	0,87	0,007

шаются, что вполне закономерно, но затем эта закономерность нарушается. Так, в зонах московского и днепровского оледенений величины этого показателя имеют один порядок — соответственно от 0,016 до 0,032 и от 0,010 до 0,035.

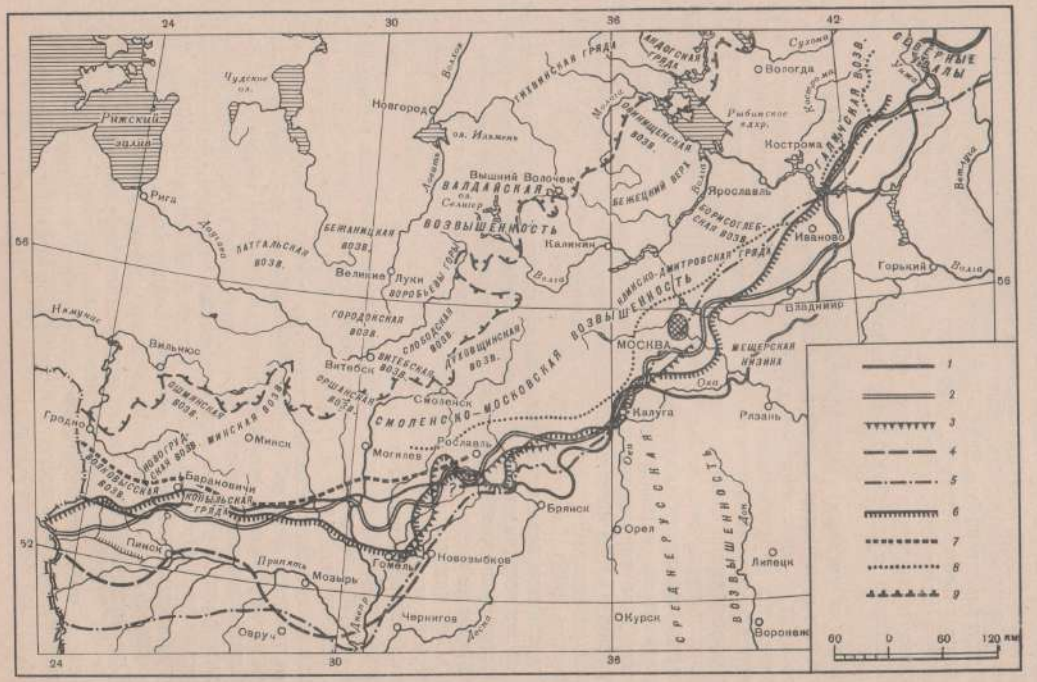
Количественными показателями, величины которых в определенной мере зависят от возраста ледникового рельефа, являются показатели характеристики продольных профилей водоразделов моренных возвышенностей — ритм рельефа и средний уклон. Это наглядно видно на рис. 34 и в табл. 19.

Величины коэффициента ритма рельефа (расстояние между соседними точками перегиба профиля), характерные для водораздельных участков холмисто-моренных возвышенностей зоны московского оледенения (рис. 35), имеют значения от 0,49 до 0,90 км, а средние уклоны — от 0,010 до 0,020. Значения количественных показателей для отдельных возвышенностей зоны московского оледенения представлены в табл. 19. При рассмотрении этих данных видно, что некоторые значения обоих показателей выходят за рамки диапазона величин, характерных для возвышенностей московского оледенения. Так, один из участков Минской возвышенности (4) имеет значения обоих показателей, характерные для водоразделов зоны более раннего оледенения. На Угличской возвышенности (40, 41) средняя крутизна склонов имеет величину, сходную с таковой для более молодого рельефа. Дать объяснение такому явлению пока трудно, можно только отметить, что Минская возвышенность имеет самые высокие отметки рельефа среди возвышенностей московской зоны оледенения. Угличская возвышенность (южная ее часть) также является самой высокой возвышенностью Верхневолжского региона. Имеется также ряд водоразделов, которые, по данным «Карты четвертичных отложений Европейской части СССР и прилегающих территорий» (1971), расположены за пределами зоны московского оледенения. К ним относятся водоразделы на Андогской гряде, расположенной в зоне валдайского оледенения, но оба значения морфометрических показателей характерны для зоны московского оледенения. Возможно, сказалась слабая топографическая изученность, нашедшая отражение в используемом картографическом материале; при этом все же следует отметить, что на Андогской гряде почти нет озер ледникового происхождения, наличие которых является одним из основных признаков «свежести» древнеледникового рельефа. Водораздельные участки на междуречье Вытебети и Нурги и в бассейне Сейма, наоборот, по «Карте четвертичных отложений...» относятся к днепровскому оледенению, а количественные показатели их характерны для водоразделов московской зоны оледенения. Для участка бассейна Сейма это можно, вероятно, объяснить близким залеганием расчлененной поверхности меловых пород, которые обнажаются в обрыве коренного берега Сейма у с. Глушково. Отклонение величин количественных показателей на междуречье Вытебети и Нурги пока не находит объяснения.

Кроме приведенных существуют, конечно, и другие морфометрические показатели, отражающие относительный возраст древнеледникового рельефа, и дело дальнейших исследований отыскать их.

Общей чертой рельефа территории, покрывавшейся московским ледниковым покровом, является также почти полное отсутствие озер. Все котловины холмисто-моренного рельефа, как правило, либо сухие, либо заболоченные, они заполнены осадками. Редко встречающиеся озера являются реликтами древних крупных озер и занимают лишь часть озерных котловин, они сильно заилены и заторфованы (Рельеф и стратиграфия..., 1961).

В целом можно сказать, что применение морфометрического метода исследований рельефа вполне перспективно. Результаты этих исследований для опорных участков хорошо подтверждают положение границы (рис. 36) максимального распространения московского ледникового покрова, принятой авторами данной монографии.


24
30
36
42
56
52
Рижский залив
Чудское оз.
Рига
Новгород
оз. Ильмень
Вышний Волочек
Валдайская возв.
Бежаницкая возв.
Латгальская возв.
Великие Луки
Калинин
Ярославль
Кострома
Иваново
Горький
Вологда
Рыбинское вдхр.
Городокская возв.
Слободская возв.
Витебская возв.
Оршанская возв.
Смоленско-Московская возвышенность
Клинско-Дмитровская гряда
МОСКВА
Владимир
Мещерская низина
Рязань
Калуга
Смоленск
Витебск
Вильнюс
Неман
Гродно
Минск
Могилев
Брянск
Орел
Липецк
Воронеж
Курск
Чернигов
Гомель
Новозыбков
Мозырь
Пинск
Барановичи
Овруч
Среднерусская возвышенность
Окские террасы
Мещерская возв.
Галичская возв.
Ветлужская возв.
Белорусская возв.
Минская возв.
Оршанская возв.
Новогрудская возв.
Копыльская гряда
Гряда Сокольская
Гряда Вишневая
Гряда Клинско-Дмитровская
Гряда Галичская
Гряда Вятская
Гряда Ветлужская
Гряда Бежецкая
Гряда Борисоглебская
Гряда Мещерская
Гряда Окские террасы
Гряда Среднерусская возвышенность
Гряда Валдайская возвышенность
Гряда Смоленско-Московская возвышенность
Гряда Белорусская возв.
Гряда Минская возв.
Гряда Оршанская возв.
Гряда Новогрудская возв.
Гряда

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛЕДНИКОВОГО РАЗНОСА КРУПНООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Изучение валунов дает возможность установить центры оледенения, направления движения ледниковых потоков и пределы их распространения, провести границы оледенений, выделить моренные горизонты и увязать их между собой на большой территории древнего плейстоценового оледенения.

Валуны в ледниковых отложениях Русской равнины изучаются давно. Однако обобщающих работ, охватывающих в целом всю территорию древнего плейстоценового оледенения, пока мало. Проведенные исследования валунов главным образом касаются небольших районов. Наиболее детально изучены валуны на территории Прибалтики, Северо-Запада РСФСР и центральных районов. Отсутствуют работы по выявлению областей питания обломочным материалом для каждого плейстоценового оледенения Русской равнины в отдельности, в частности, и для эпохи распространения московского ледникового покрова.

Капитальная работа В. Н. Чирвинского (1914) до настоящего времени является непревзойденной, хотя с тех пор изучение четвертичных отложений продвинулось значительно. С. А. Яковлев (1956) использовал результаты изучения валунов для определения ледникового разноса, ледоразделов и решения других вопросов ледниковой четвертичной геологии.

Области питания эрратическим валунным материалом. Обобщение результатов изучения валунов в отложениях московского ледникового покрова дает возможность построить карту вееров разноса основных руководящих эрратических валунов на Русской равнине (рис. 37). Под руководящими понимаются породы, имеющие достоверно установленные, локализованные в одном районе и не повторяющиеся в других местах Фенноскандии выходы и обладающие характерными чертами минералого-петрографического состава, структуры и текстуры, которые помогают их отличить от сходных типов пород. Кроме того, руководящие валуны должны характеризоваться одинаковой податливостью к ледниковому истиранию и раздроблению, а также должны быть распространены в изучаемых ледниковых отложениях в количестве, достаточном для подсчетов (Гайгалас, 1979).

Отвечающие всем этим требованиям валуны являются руководящими первостепенного значения. В меньшей мере отвечают этим требованиям в качестве руководящих форм валуны второстепенного значения. Остальные породы не имеют руководящего значения и считаются сопровождающими. Они используются для уточнения и установления общей парагенетической ассоциации дальнеприносных пород из области Скандинавского кристаллического щита.

На Русской равнине насчитывается свыше 20 типов руководящих валунов. Больше всего их выделено для западной части СССР (Прибалтики, Белорусской ССР и Северо-Запада РСФСР). Пока мало руководящих валунов выделено для северо-восточной части Русской равнины; это объясняется меньшей степенью изученности и меньшим петрографическим разнообразием валунов в ледниковых отложениях северо-востока.

Областями питания эрратическим валунным материалом были докембрийские магматические и метаморфические породы следующих районов Фенноскандии: Южной Швеции, Средней Швеции, Северной Швеции, северной части дна Средней Балтики, Аландских островов, дна Ботнического залива, Юго-Западной Финляндии, средней части Южной Финляндии, Юго-Восточной Финляндии, и сопредельных районов Ленинградской области РСФСР, Финского залива и о-ва Гогланд, побережья Ладожского озера, побережья Онежского озера, Кольского полуострова. Кроме того, на самом северо-востоке Русской равнины распространены валуны Тимана, Новой Земли и Урала.

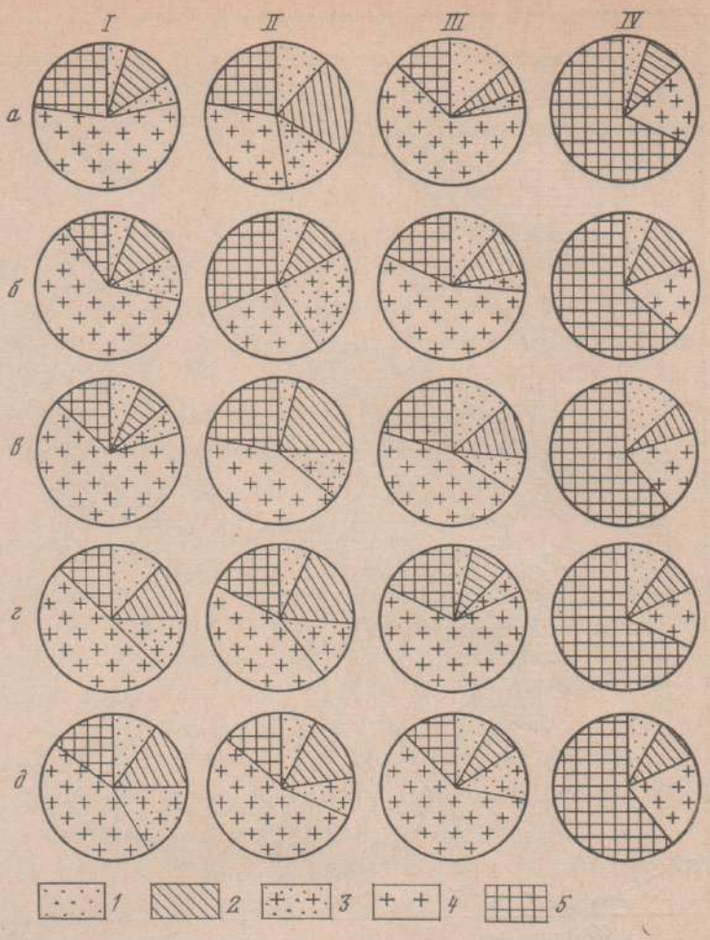


Рис. 37. Петрографический состав кристаллических пород галечной фракции (1—5 см) основных морен московского ледникового покрова Русской равнины (составил А. И. Гайгалас)

Питающие области и места отбора образцов: *I* —Шведско-Балтийская: *а* — Мосеюнай, *б* — Ратничя, *в* — Пувочай, *г* — Снайгупеле, *д* — Буйвиджяй; *II* — Балтийско-Южнофинляндская: *а* —Слобода, *б*—Клец, *в* —Акамиты, *г* —Баравичи, *д* —Старица; *III* — Южнофинляндская: *а*— Шклов, *б* — Рославль, *в* — Кириллы, *г* — Славгород, *д* — Немыкари; *IV* — Карельская: *а* — Левашиха, *б* — с. Узбекистан, *в* — Новинки, *г* — Тарасово, *д* — Степашево. Группы пород: *1* — кварциты; *2* — кварц; *3* — рапакиви; *4* — граниты и гнейсы; *5* — зеленокаменные породы

Наибольшее число руководящих валунов определено среди кристаллических пород Швеции, Финляндии и дна Балтийского моря.

Руководящими породами Южной Швеции являются валуны смоландского порфира (1) и смоландского гранита (2) (рис. 38). Из пород Средней Швеции происходят валуны стокгольмского (3) и упсальского (4) гранитов, диабазов Ойе (5), порфиритов Грёнклита (6) и даларнских порфиров (7). Даларнская группа представлена бредвадским, хеденским, катилласким, клиттбергским, блибергским, асенским, реннаским, сарнаским и другими порфирами. Из средней части Швеции происходят также валуны гелефлинита, гранитов из Сильян, Ерна, Малингобо, Сала, Ванге и Вато, диабазов Гунне, порфиров Маляр. Валуны порфиров из Родо и Ально (8), рапакиви Родо (8), ангерманландских гнейсов (9) представляют Северо-Шведскую область. Вместе с этими валунами встречаются граниты Рагунда, Ревсунда и Родо.

Северная часть дна Средней Балтики представлена валунами красного балтийского кварцевого порфира (12), бурого балтийского порфира (13), балтийского сиенитового порфира, балтийских диабазов, спилитов и мелафиров (14).

Породы Аландских островов и сопредельных частей Балтийского моря давали руководящие валуны аландских гранитов, рапакиви и кварцевых порфиров (11). Валуны, происходящие из пород этой области, представлены аплитовыми гранитами, гранитами, рапакиви гранитами, мелкозернистыми рапакиви гранитами, гранитами Гага, порфировыми гранитами, кварцевыми порфирами и гранофирами.

Представителями пород южной части дна Ботнического залива являются руководящие валуны ботнических гранофиров и порфиров (10).

В Юго-Западной Финляндии экзарировались различные кристаллические породы. Из этого района происходят руководящие валуны лайтилаского рапакиви, рапакиви Вехмаа, граниты Пернио и другие породы Юго-Западной Финляндии (16). Широко распространенные в московских моренах Прибалтики диабазы Сатакунта принесены также из этого района (15). Упомянутые породы сопровождаются гранитами Ханко, ра-

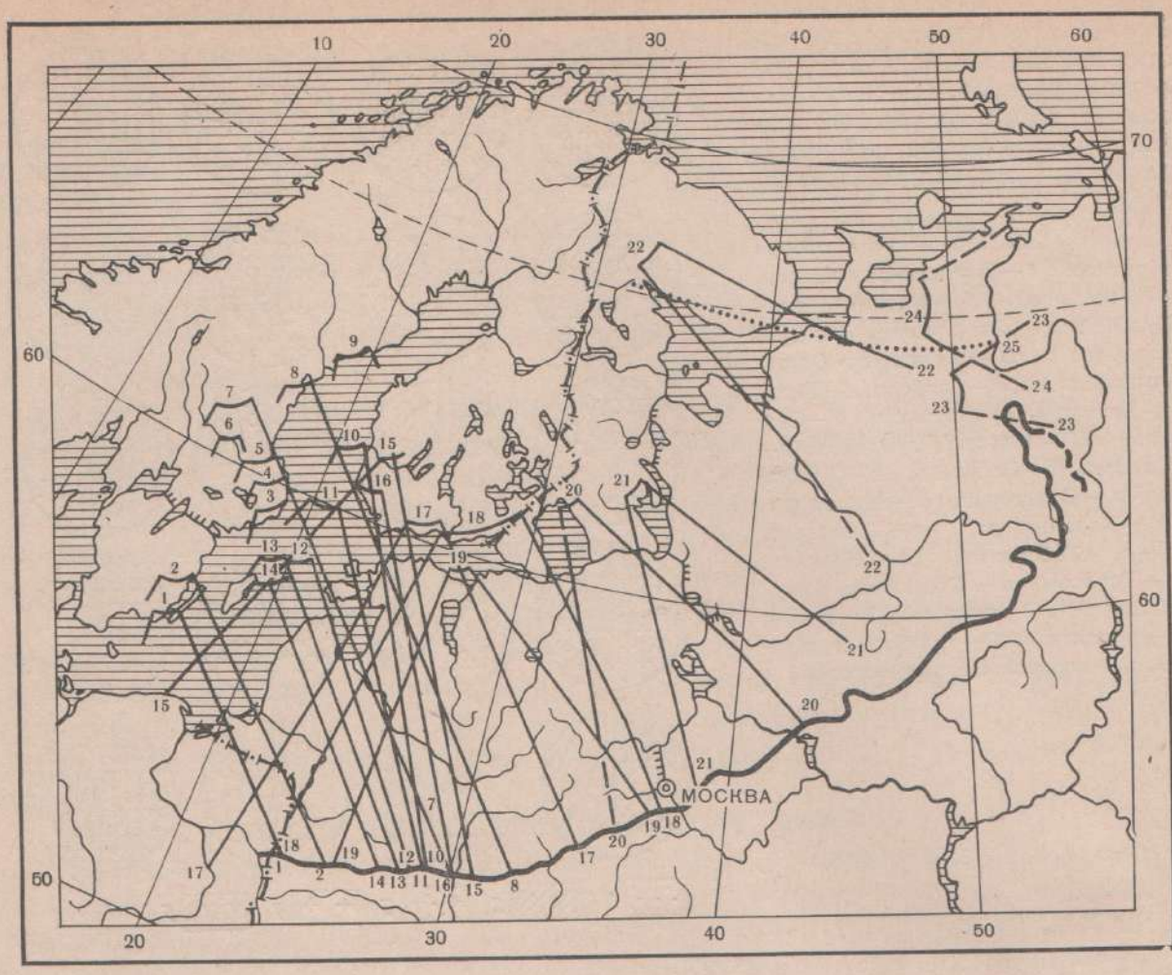


Рис. 38. Коренные выходы пород и веера их разноса московским ледниковым покровом в пределах Русской равнины (составил А. И. Гайгалас, по северо-восточной части Русской равнины использованы материалы А. С. Лаврова)

1 — смоландский порфир; *2* — смоландский гранит; *3* — стокгольмский гранит; *4* — упсалский гранит; *5* — ойеский диабаз; *6* — гренклитский порфирит; *7* — даларнские порфиры; *8* — альнский и родоский порфиры; *9* — ангерманландский гнейс; *10* — ботнический порфир; *11* — аландский рапакиви, граниты и порфиры; *12* — балтийский красный порфир; *13* — балтийский бурый порфир; *14* — балтийские мандельштейны; *15* — сатакунтский диабаз; *16* — западнофинляндские рапакиви и граниты; *17* — пеллингские уралитовые порфириты; *18* — выборгские рапакиви; *19* — гогландские порфиры; *20* — ладожские рапакиви; *21* — суйсарские эффузивы; *22* — хибинский нефелиновый сиенит; *23* — тиманские агаты; *24* — тиманские базальты; *25* — занос кольских пород к Печоре (по С. В. Яковлевой, 1966)

паки ви гранитами Нистада, пятнистыми гранитами и другими породами. Из средней части Южной Финляндии разносились валуны уралитовых порфиритов Пеллинге (17) и Таммела, хельсинкитов, гранитов Обнас, микроклиновых гранитов Авланко, шаровых гранитов Борга и других пород.

Породы Выборгского массива дали валуны выборгитов (18), питерлитов, пятнистых гранитов и других сопровождающих пород, залегающих на территории Юго-Восточной Финляндии и сопредельных районов Ленинградской области РСФСР. Они сопровождаются в ледниковых отложениях валунами порфиров Мянтухарью и ставролитово-слюдяного сланца из окрестностей Рускаела — Томасъярви.

При экзарации пород о-ва Гогланда (Сур-Сари) и прилегающих частей дна Финского залива разносились валуны разных гогландских кварцевых порфиров (19) и порфиритов.

В отложениях московского ледникового покрова центральных районов РСФСР распространены руководящие валуны ладожских рапакиви (20), принесенные ледником из области Ладожского озера, главным образом с северо-восточного его побережья.

Область Онежского озера обогатила московский ледник, распространившийся в центральной части Русской равнины, валунами розового гра-

нита с гранатами из Средней и Южной Карелии, диабазами и мандельштейнами с о-ва Суисари и прилегающих участков дна Онежского озера (21), шокшинского кварцита с его западного побережья, палеоандезитов, диоритов, диабазовых туфов и амфиболитов из окрестностей г. Петрозаводска и пос. Повенец.

Валуны нефелинового сиенита (22) с Кольского полуострова переносились московским ледником на северо-восток Русской равнины.

Валуны пород Тимана представлены базальтами (24) и агатами (23).

Ледниковые отложения новоземельского происхождения содержат валуны большей частью осадочных пород — темных каменноугольных, силурийских и пермских известняков, часто содержащих отпечатки фауны (Лавров, 1976). По данным А. С. Лаврова, ледораздел между скандинавским и новоземельско-уральским ледниковыми покровами в московскую ледниковую эпоху проходил несколько восточнее р. Колвы, по междуречью Колвы и Усы.

Распространение эрратических валунов в отложениях московского ледникового покрова. Построение вееров (конусов) рассеивания руководящих валунов для московского ледникового покрова Русской равнины (см. рис. 38) прекрасно выявляет основные очаги экзарации в центральной области ледниковой денудации скандинавского покрова. Они представляют своеобразные конусы, вершины которых указывают места выходов коренных пород в Швеции, на островах и дне Балтийского моря, в Финляндии, Карелии, на Кольском полуострове. Северо-восточные конусы рассеивания руководящих валунов сходятся на Тимане.

Веерный разнос эрратического материала обусловил закономерное изменение состава валунов в ледниковых отложениях, оставленных московским ледником на Русской равнине. На западе в Прибалтике и Белоруссии наблюдается наибольшее разнообразие руководящих валунов. Наряду со средне- и северошведскими валунами на этой территории в большом количестве распространены валуны со дна Ботнического залива, с Аландских островов, со дна северной части Средней Балтики и из Финляндии. В этих районах границы вееров рассеивания шведских руководящих валунов пересекаются с веерами разноса финляндских пород. Такое явление обусловлено распространением Балтийского ледникового потока в московское время. Судя по руководящим валунам, главный ледораздел московского ледникового покрова располагался в Северной Швеции. На первых этапах развития ледника с территории Швеции и Финляндии льды спускались во впадину Балтийского моря. С собой они влекли обломочный материал пород Швеции и Финляндии. При достижении определенной мощности ледник начал двигаться по впадине Балтийского моря с севера на юг, экзарируя породы его дна, островов и побережий.

Последующее увеличение мощности привело к тому, что ледник вышел из депрессии моря и по пониженным участкам начал распространяться на территорию суши, примыкающей к Балтийскому морю. В максимальную стадию московского оледенения истечение льда происходило радиально. В результате такого сложного процесса развития оледенения на территории Прибалтики и Западной Белоруссии в московских ледниковых отложениях наблюдается большое разнообразие валунов из Швеции, со дна Балтийского моря и Ботнического залива, Аландских островов и Финляндии. В составе валунов этой области содержится множество различных разновидностей рапакиви, гранитов и порфиров. Среди рапакиви выделяются красные аландские мелко- и среднезернистые разновидности. В небольшом количестве встречаются шведские рапакиви. Обычны рапакиви Юго-Западной Финляндии. Наибольшим разнообразием отличаются порфиры. Они принесены ледниками из разных областей — Средней и Северной Швеции, дна Ботнического залива и северной части Средней Балтики, Аландских островов и даже с о-ва Гогланда. Балтийские порфиры сопровождаются мандельштейнами и яркоокрашенными иотнийскими кварцитоподобными песчаниками.

Типичной особенностью московских ледниковых отложений этой области, отличающей их от отложений других оледенений, является характерная примесь ботнических порфиров и гранофиров, а также северошведских порфиров, рапакиви и гранитов. Этими валунами отмечены краевые ледниковые образования Белорусской гряды (Гайгалас, 1965). Они встречаются в московских моренах и на территории Южной Литвы.

Восточнее описанной зоны, в Смоленской области и западной части Московской области в ледниковых отложениях московского возраста распространены валуны кристаллических пород Финляндии. Состав валунов этой зоны более однообразен по сравнению с предыдущей западной зоной (Прибалтикой и Белоруссией). Преобладающее значение в этой зоне получают валуны выборгских рапакиви и питерлитов. Из кварцевых порфиров в московских ледниковых отложениях этой зоны встречаются только разные гогландские кварцевые порфиры и сопровождающие их плагиоклазовые порфириты, а также кварцевые порфиры и гранит-порфиры из Мянтухарью. В этой зоне также часто можно найти различные хельсинкиты, уралитовые порфириты и другие породы средней части Южной и Юго-Восточной Финляндии. В западной части описываемой зоны обнаруживаются валуны пород Юго-Западной Финляндии, а в восточной части (западная часть Московской области) наблюдается заметная примесь валунов ладожских рапакиви.

Московская область находится в пределах веера рассеивания валунов пород Ладожской экзарационной области. В восточной части Московской области появляются породы онежского комплекса: розовые граниты с гранатом, диабазы и мандельштейны Суисарского комплекса, шокшинские кварциты, амфиболиты, диориты, палеоандезиты, диабазы и другие зеленокаменные породы. Валуны этих пород максимальное распространение получают в Ивановской области и северо-восточнее ее.

Доля зеленокаменных пород в валунах московского оледенения весьма заметна и на северо-востоке Русской равнины. На самом крайнем северо-востоке валуны зеленокаменных пород (диабазов, порфиритов, спилитов, базальтов и других) принесены московским ледником, видимо, с п-ова Канин и Тиманского кряжа.

Восточнее г. Архангельска и в районе г. Сыктывкара в московских отложениях распространены породы Кольского полуострова, которые узнаются по наличию среди них нефелинового сиенита.

Зональность состава эрратического обломочного материала кристаллических пород в моренах Русской равнины хорошо выявляется при исследовании галечной фракции. В составе кристаллических пород галечной фракции московских морен в Ивановской области, отложенных ледниками, двигавшимися из Онежской питающей провинции, преобладают зеленокаменные породы: диабазы, порфириты, мандельштейны, амфиболиты, аргиллиты и другие породы близкого состава. Количественное содержание кварцитов приблизительно одинаково во всех изученных пробах из этой области. Они представлены разными иотнийскими красными и малиново-фиолетовыми кварцитами. В составе обломочного материала морен этой зоны и северо-восточнее отсутствуют обломки рапакиви, которые обычны для Прибалтики и Белоруссии. В Московской области обломки рапакиви принесены ледником из массива ладожских рапакиви. Их число в моренах этой области невелико. В Белоруссии и Смоленской области РСФСР валуны рапакиви приносились из Выборгского массива. Максимальное содержание рапакиви отмечено для московских морен Белорусской ССР там, где перекрещиваются веера разноса рапакиви из разных массивов: Выборгского, юго-западной части Финляндского и Аландского. В этих местах наблюдается и их наибольшее разнообразие. На территории Литвы преобладают рапакиви, принесенные с Аландских островов.

Наибольшее количество гранитов и гнейсов характерно для галечной фракции московских морен Смоленской области и Прибалтики. Граниты в моренах Прибалтики в основном захвачены из кристаллических пород

Швеции, Аландских островов и Юго-Западной Финляндии. В Смоленскую область РСФСР они приносились главным образом из Юго-Восточной Финляндии.

В составе валунно-галечного материала на территории Прибалтики и Западной Белоруссии чаще обнаруживаются разные порфиры, чем в восточной части Русской равнины. Валуны порфиров в Прибалтике и западной части Белоруссии принесены ледником из Средней Швеции, Ботнического залива, Аландских островов, северной части Средней Балтики, о-ва Гогланда и Южной Финляндии.

Некоторое увеличение количества обломков основных пород в моренах Белорусской ССР связано с экзарацией пород западной и средней частей Южной Финляндии. Из этих районов поступали валуны диабазов, порфиритов и других основных темных пород. Обломки жильного кварца характерны для московских ледниковых отложений Смоленской области и некоторых более восточных районов.

Как видно, общий петрографический состав кристаллического крупнообломочного материала морен московского ледникового покрова обусловлен строением экзарационных областей в Швеции, Финляндии, Карелии и на Кольском полуострове и поэтому несколько отличается в разных частях Русской равнины.

Таким образом, на площади, покрытой отложениями московского ледникового покрова, выявляется секторная зональность валунного состава, обусловленная секторальным строением ледникового щита. Разные секторы ледника имели самостоятельные экзарационные области, из которых захватывался специфический крупнообломочный материал, дававший разные эрратические руководящие валуны.

По составу эрратических валунов, принесенных из областей денудации, можно выделить Шведско-Балтийский, Финский, Карельский и Кольско-Беломорский секторы Скандинавского центра московского ледникового покрова. На северо-востоке Русской равнины «действовали» Новоземельский и Уральский ледниковые секторы. Необходимо подчеркнуть, что часто в рамках одного такого сектора по геоморфологическим признакам можно выделить несколько относительно самостоятельных ледниковых потоков, объединенных, однако, общностью области питания.

От ледниковых потоков по крупным понижениям Русской равнины отделялись местные ледниковые лопасти. Отложения ледниковых лопастей отличаются содержанием и составом местного обломочного материала. Соседние ледниковые лопасти переносили сходный эрратический материал. Поэтому их отложения по составу эрратических руководящих валунов мало отличаются.

Распространение местного обломочного материала в московских ледниковых отложениях. В ледниковых отложениях московского возраста состав местного обломочного материала меняется в зависимости от распространения типов пород в подледниковом субстрате и от местных направлений движения ледников. На северо-западе Русской равнины захваченные порции осадочных пород с увеличением дистанции переноса истирались, раздроблялись и разбавлялись новым материалом, поступавшим в ледник по пути его движения. Таким образом, захваченные ранее обломки крупнообломочных фракций при ледниковом переносе постепенно удалялись и переходили в более мелкие фракции. Как показал А. В. Матвеев (1976), на западе Русской равнины обломки ордовикских и силурийских карбонатных пород исчезали из тех фракций, в которых их еще можно определить, на расстоянии около 500—600 км. Менее устойчивые осадочные породы при ледниковом переносе удалялись еще быстрее.

По пути следования из Швеции через дно Балтийского моря московский ледниковый покров обогащался обломочным материалом кембрийских песков, песчаников, алевритов и глин. Эти породы пополнили мелкоземистую часть формируемых морен. Крупнообломочный материал обогатился карбонатными породами при экзарации залегающих южнее

на дне Балтийского моря ордовикских и силурийских пород, которые представлены в основном мергелями, известняками, доломитами, глинистыми известняками и др.

На территории Прибалтики, в Псковской области РСФСР и Северной Белоруссии ледники питались материалом девонских пород: доломитами, глинами, известняками, алевритами, песчаниками, доломитовыми мергелями и др. Поэтому материал девонских пород составляет весьма значительную часть в московских моренах этого региона. В крупнообломочной части этот материал фиксируется по содержанию доломитов, которые в основном захвачены из девонских слоев. Так, в галечной фракции московских морен на территории Литвы содержание обломков доломитовых пород составляет 30—40% и является максимальным по сравнению с моренами остальных оледенений (Гайгалас, 1979).

Весьма локально в моренах распространены обломки пермских известняков, разнесенных ледником из коренных выходов в Северо-Западной Литве и Юго-Западной Латвии. Меловые породы — мел, мергели, пески, глины и кремни — захватывались ледником на территории Южной Литвы и в Белоруссии. В этих районах экзарировались палеогеновые и неогеновые толщи песков, песчаных глин и глин.

На территории Прибалтики и Белоруссии в крупнообломочной части морен московского ледникового покрова содержатся фрагменты ордовикских светлых известняков, силурийских серых органогенных известняков, девонских доломитов, других палеозойских и мезозойских известняков, песчаников, мезозойских мергелей, фосфоритов и кремней. Другие осадочные породы при ледниковой транспортировке быстро разрушались и пополняли мелкозернистую часть морены. Возле очагов их захвата иногда наблюдаются местные морены, обогащенные полностью еще не ассимилированным локальным материалом, например юрскими алевролитами и глинами, меловыми песчаниками и глинами и т. п.

Восточнее описанной зоны в моренах московского ледникового покрова большую роль играют карбоновые породы: пески, глины, известняки, доломиты и другие, залегающие в коренном ложе.

Особенно заметная смена состава местных пород в морене наблюдается при переходе на территорию Карбонового плато, на котором широко развиты сильно окремнелые известняки и кремни серпуховского надгоризонта. На протяжении 50—70 км доля кремнистых пород в составе крупнообломочного материала морены увеличивается до 50—60%. Одновременно наблюдается измельчение и уничтожение девонских доломитов, которые были столь характерны для ледниковых отложений более западных территорий. Быстрое обогащение ледника кремнистыми породами было обусловлено двумя причинами: устойчивой тенденцией к тектоническому поднятию этой территории, что способствовало интенсивной экзарации коренных пород, и высокой устойчивостью кремней к ледниковому истиранию. Анализ распределения кремнистых пород в морене позволяет реконструировать дальнейшее движение льдов московского ледникового покрова. Обломки карбоновых кремней играют ведущую роль в составе крупнообломочного материала московской морены на территории от г. Вязьмы до Москвы. Однако эти же породы встречаются в морене и юго-западнее границы распространения отложений серпуховского надгоризонта — в районе городов Рославля, Ельни, Десногорска. Это объясняется тем, что часть льдов, обогатившихся кремнистыми породами, в виде крупной ледниковой лопасти отгибалась на юг и юго-запад, в то время как основное движение ледника осуществлялось в юго-восточном направлении. Отгибанию льдов способствовал крупный выступ Среднерусской возвышенности, вытянутый на северо-запад.

К югу и востоку от Москвы содержание кремнистых пород в морене постепенно уменьшается, отражая смену местных питающих провинций ледника. Здесь в отложениях московского ледникового покрова часто встречаются обломки глауконитовых песчаников, опок, конкреций фосфорита и прочих меловых пород. Таким образом, изучение местного обло-

мочного материала в моренах свидетельствует о тесной связи московского ледникового покрова с подстилающими отложениями и позволяет восстанавливать некоторые локальные особенности движения ледника в его периферической зоне.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА. ГЛАВНЫЕ ЛЕДНИКОВЫЕ ПОТОКИ И ЛЕДОРАЗДЕЛЬНЫЕ ЗОНЫ

В московском ледниковом покрове, как и в валдайском, прежде всего выделялись потоки, представляющие собой зоны активного льда и отличающиеся большой скоростью движения. Термин «ледниковый поток» является синонимом термина «выводной язык», широко используемого в гляциологической литературе (Марков, Капица, 1962; Евтеев, 1964; Шумский, 1969; и др.)[24]. Потоки оконтуривались с обеих сторон (западной и восточной) ледораздельными зонами, тянущимися, как правило, почти непрерывно. Следует отметить, что несколько потоков обычно получали питание из одной области.

Авторы настоящей книги, как и авторы других работ на затрагиваемую тему (Последний ледниковый покров..., 1969; Структура и динамика..., 1977; и др.), понимают под термином «лопасть» — морфологическое окончание потоков, а под термином «языки» — более мелкие структурные единицы. Что касается последних, то их обособление еще больше, чем крупных структурных единиц, зависело от подледного рельефа. Названия потоков, лопастей и языков давались нами соответственно географическим названиям тех понижений, которые они занимали. Названия ледоразделов или ледораздельных зон определялись по названиям возвышенностей. Положение ледоразделов или ледораздельных зон предопределялось главным образом выступами коренных пород, а также возвышенностями, созданными предыдущими оледенениями, структурно-тектоническими условиями местности и динамическими причинами, связанными с различиями скоростей движения льда внутри ледникового покрова (Структура и динамика..., 1977). Ледораздельные зоны первого порядка, прослеженные нами вплоть до границы валдайского оледенения, формировались между потоками на протяжении всего периода дегляциации ледникового покрова. Однако в рельефе они не представляют собой единого образования. Ледоразделы или ледораздельные зоны второго и третьего порядков формировались соответственно между лопастями и языками (рис. 39).

Первый опыт реконструкции структуры и динамики московского ледникового покрова для Русской равнины принадлежит А. А. Асееву (1974). Им составлена схема деградации московского оледенения для Верхневолжской низменности и примыкающих возвышенностей. В работах предыдущих исследователей выявлены лишь отдельные элементы структуры покрова этого времени для небольших регионов. Так, А. И. Москвитин (1940 и др.), проводивший детальные исследования ледникового рельефа и строения четвертичной толщи на территории Калининской области, выделил здесь ледниковые лопасти (Ржевскую и Калининскую) и разделявшую их ледораздельную зону (Вышневолоцко-Новоторжский вал).

Изучение обломочного материала, содержащегося в моренах, позволило выявить, что московский ледниковый покров на рассматриваемой части территории Русской равнины получал питание из четырех питаю-

---

[24] А. А. Асеевым (1972) предлагается другая классификация структурных единиц материковых ледниковых покровов. Им выделяются секторы нескольких основных потоков льда, оканчивавшихся крупными лопастями. Выделяемые им лопасти по масштабам приравниваются нашим потокам.

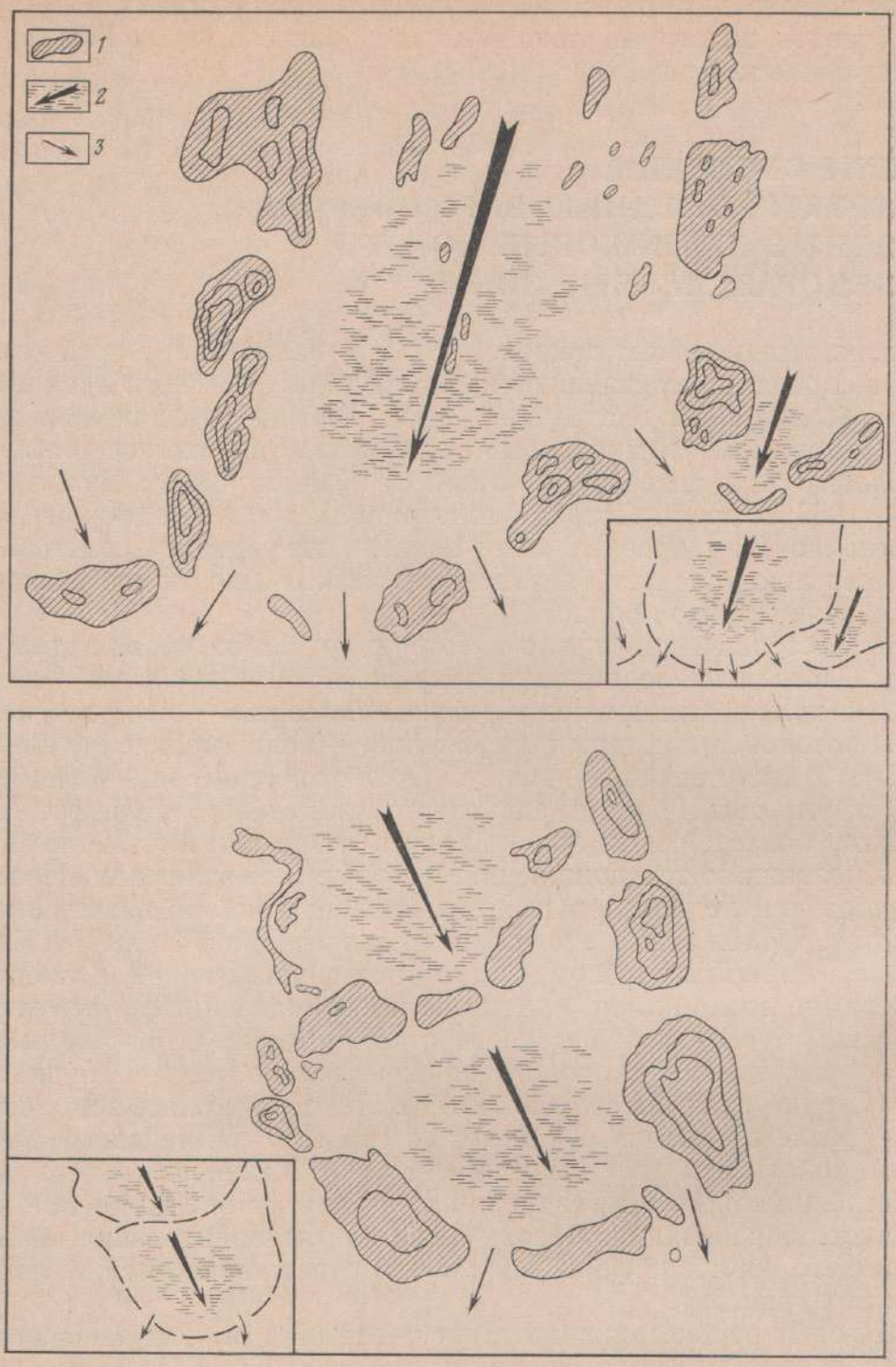


Рис. 39. Гляциодепрессии и окаймляющие их гряды конечных морен на топографических картах (составили С. Н. Тимирева, Н. С. Чеботарева)

1 — фронтальные и боковые (ледораздел третьего порядка) конечные морены; *2* — главное направление движения льдов; *3* — направление стока талых вод. На врезках — реконструкции контуров ледниковых языков

щих провинций (секторов питания): Шведско-Балтийской, Финской, Ладожской и Онежской (рис. 40).

В западной и центральной частях рассматриваемой территории выделяются восемь крупных потоков[25], чередующихся с ледораздельными зонами. Неманский поток, расположенный на территории Литвы и Белоруссии, получал питание из Шведско-Балтийской провинции; Минский и Днепровский — из Финской; потоки центральной части Русской равнины (Деснинский и Угранский) относились к Ладожской питающей провинции: два восточных потока (Клязьминский и Верхнесухонский)

[25] К северо-востоку от Северных Увалов наши знания о структуре московского ледникового покрова очень фрагментарны.

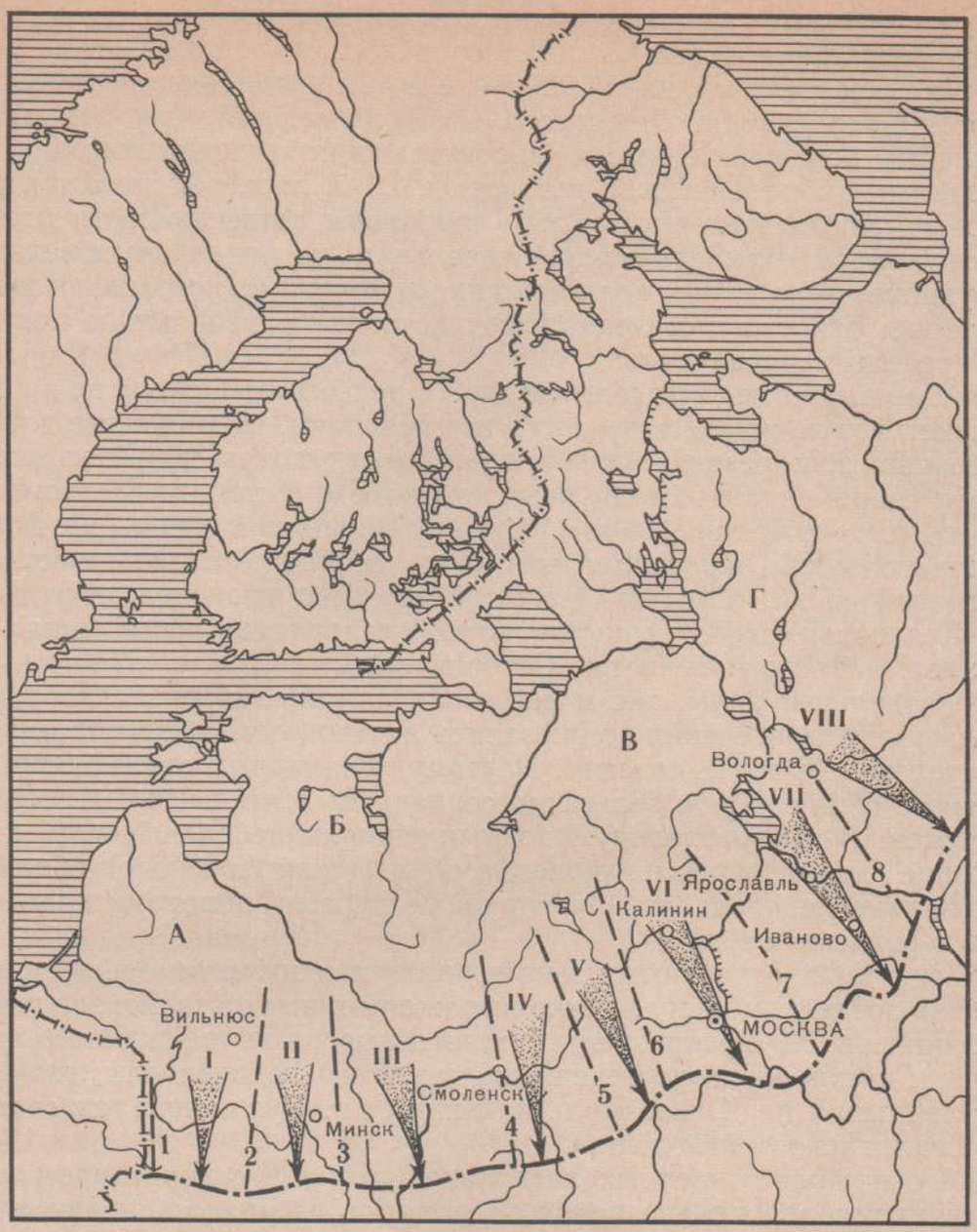


Рис. 40. Схема общей структуры и питающих провинций московского ледникового покрова (составили Э. Е. Лехт, Н. С. Чеботарева)

Питающие провинции: *А* — Шведско-Балтийская; *Б* — Финская; *В* — Ладожская; *Г* — Онежская. Потоки: *I* — Неманский; *II* — Минский; *III* — Днепровский; *IV* — Деснинский; *V* — Угранский; *VI* — Москворецкий; *VII* — Клязьминский; *VIII* — Верхнесухонский. Ледораздельные зоны: *1* — Гродненская; *2* — Неманско-Минская; *3* — Минско-Днепровская; *4* — Мстиславльская; *5* — Вяземская; *6* — Боровско-Вышневолоцкая; *7* — Коломенско-Краснохолмская; *8* — Судиславльская. Штрих-пунктиром обозначена граница московского оледенения

были связаны с Онежской питающей провинцией. Центральный Москворецкий поток (между Угранским и Клязьминским потоками) получал питание из двух провинций — Ладожской и Онежской; располагаясь в пределах древних доледниковых понижений, наследуемых реками бассейна Волги и Москвы, он продвигался до широты Малоярославца; ширина потока достигала 150 км и более, оканчивался поток несколькими языками.

Западные потоки — Неманский, Минский и Днепровский — разделялись Неманско-Минской и Минско-Днепровской ледораздельными зонами, строение которых весьма сходно с ледораздельными островными возвышенностями последнего ледникового покрова: Судомской, Бежаницкой и др. (Структура и динамика..., 1977). Неманский поток с запада ограничивался Гродненской ледораздельной зоной.

Потоки Ладожской провинции (Деснинский и Угранский) отделялись от потоков Финской провинции Мстиславльским ледоразделом, а меж-

ду собой — Вяземским ледоразделом. Последний приурочен к участкам высокого залегания не только дочетвертичных, но и домосковских пород. Эти ледоразделы сближены, в связи с чем разделяющий их Угранский поток, наследующий относительно небольшие для этого района дочетвертичные понижения, имеет относительно небольшую ширину. Эти ледоразделы наиболее сложно построены. В их пределах имеются разнообразные формы рельефа: валы, островные возвышенности разных размеров, полосы холмисто-грядового рельефа, а также формы рельефа, маркирующие положение края мелких ледниковых потоков, языков, проникавших от основных ледниковых потоков по небольшим понижениям в пределы ледоразделов.

Мстиславльская ледораздельная зона в рельефе выражена не на всем протяжении четко, но здесь имеются все признаки, характерные для ледораздельных зон: резкий подъем поверхности дочетвертичных пород, наличие в современном рельефе повышенных и холмистых участков и др. Между потоками Ладожской и Онежской провинций проходит Боровско-Вышневолоцкая ледораздельная зона, особенно сложно построенная в южной части. Потоки Онежской провинции разделяются Коломенско-Краснохолмской, Судиславльской ледораздельными зонами и ледораздельной возвышенностью Северные Увалы.

Ледораздельные зоны, как и вся остальная рассматриваемая территория, во время оледенения покрывались льдами, с чем связана определенная условность их выделения. Поэтому ледниковый рельеф этих зон имеет много общих черт с рельефом, созданным деятельностью ледниковых потоков. В ледораздельную зону проникали небольшие языки, образовавшие гляциодепрессии, краевые образования, а также небольшие межъязыковые ледоразделы, фиксируемые валами, полосами холмисто-грядового рельефа и т. д.

Наряду с ледораздельными зонами, разделяющими основные потоки, в пределах последних иногда четко выражены и имеют также значительную протяженность ледоразделы, отнесенные нами на данном этапе изучения к частным, второстепенным, например ледоразделы, тянущиеся от Владимира на Юрьев-Польский или от г. Кувшиново на север к границе валдайского оледенения.

Связь основных и частных ледораздельных зон с характером ложа четвертичных пород неоднозначна. Некоторые из них совпадают с возвышенными участками поверхности дочетвертичных пород (Вяземская, северная часть Коломенско-Краснохолмской, Неманско-Минская и др.), другие — приурочены к склонам крупных погребенных долин и ложбин, расположенных в целом по направлению движения льдов (Вышневолоцко-Новоторжский вал — северная часть Боровско-Вышневолоцкой ледораздельной зоны и др.), а также к уступам поверхности дочетвертичных пород (южная часть Коломенско-Краснохолмской ледораздельной зоны на границе Верейско-Подольского плато и Мещерской низины).

Аналогичная картина соотношения характера ложа четвертичных отложений и ледникового рельефа наблюдается в пределах потоков. В то же время следует отметить, что связь положения ледораздельных зон разного порядка, а также краевых образований с домосковским рельефом изучена пока недостаточно, ибо, как уже говорилось, далеко не всегда возможно из толщи четвертичных отложений выделить осадки московского возраста.

Дегляциация московского ледникового покрова рассматривается нами начиная с периода максимального распространения льдов и до периода формирования последних краевых образований, которые не перекрывал валдайский ледниковый покров. Дальнейшее изложение материала приводится согласно реконструированной структуре покрова, изложенной выше.

Гродненская ледораздельная возвышенность

Гродненская возвышенность при наступании московского покрова в системе с другими служила ледораздельной зоной между Неманским ледниковым потоком и потоком, располагавшимся западнее на территории Польши (рис. 41).

В пределах Гродненской возвышенности выделяется серия гряд и более мелких языковых форм. В результате ледникового воздействия возникли деформации относительно пластичных осадочных пород мела, палеогена и неогена. Полосы гляциодислокаций вытянуты к западу от Гродно в северо-восточном, а к востоку — в северо-западном направлении.

В дочетвертичном рельефе Гродненской возвышенности выделяется система ложбин ледникового выпахивания и размыва, изученных Г. И. Горецким (1968, 1980). Заложение их относится ко времени белорусского и березинского оледенений. Днище наиболее крупной Гродненской ложбины врезано до 168 м ниже уровня моря; бóльшая ее часть заполнена отложениями раннего антропогена. К югу Гродненская ложбина соединяется с Лососненской, врезанной до отметок —115 м. Расположенные севернее Сопоцкинская и Лесницкая ложбины имеют отметки —80 и —40 м. В современном рельефе ложбины частично унаследованы речными долинами и озерными котловинами. Так, озера Белое и Верштовское унаследовали древние переуглубления Озерской ложбины. Иногда к ним приурочено развитие гляциодепрессий, озерно-ледниковых или зандровых равнин. В отдельных районах над переуглублениями располагаются краевые образования.

К ложбинам тяготеет основная масса отторженцев и гляциодислокаций, которые чаще всего образуют системы разорванных дуг, обрамляющих эти линементы. Анализ условий залегания и мощности отложений показывает, что остов Гродненской возвышенности был заложен уже в раннем антропогене (Гурский, 1974). Характерно высокое залегание (до 140—160 м) древнейшей морены в районах деревень Ретич, Сивково, Коптевка и др.

В современном рельефе Гродненская возвышенность (рис. 42) представляет собой сложную систему краевых образований московского и валдайского оледенений, которые образуют мощные массивы или грядово-холмистый рельеф и возвышаются над прилегающими равнинами на 50—60 м (абсолютные высоты до 247 м над ур. м.). Конечные морены разделяются пологоволнистой моренной равниной с отдельными холмами высотой до 5—10 м. Существенным элементом рельефа являются камовые холмы или грядово-западинные камовые массивы.

Анализ пространственного положения краевых образований, их ориентировки, гляциодислокаций, ложбин стока и других особенностей рельефа позволил наметить три крупные фазы в формировании Гродненской ледораздельной возвышенности: коптевскую, малаховичскую и гродненскую. Каждой из этих фаз соответствуют комплексы краевых образований, представленные грядами конечных морен, камовыми холмами и др.

К наиболее ранней, коптевской, фазе московского оледенения, которая может быть сопоставлена с верхненеманской фазой Л. Н. Вознячука, относятся Могилянская гряда, напорные образования у д. Дубровка, Коптевская гряда и ее восточное продолжение — Колпаковский угловой массив, Кулавская гряда. По строению эти краевые образования (за исключением Могилянской гряды) принадлежат к напорным конечным моренам. Они сложены в основном слоистыми водно-ледниковыми осадками, смятыми в складки, разбитыми сбросами или поставленными на голову. У д. Гривки, например, обнажаются тонко- и мелкозернистые пески, пачки которых наклонены на юго-восток под углом 80—82°.

Коптевская конечноморенная гряда — наиболее крупная из гряд Гродненской возвышенности. Над прилегающей с севера Малахович-

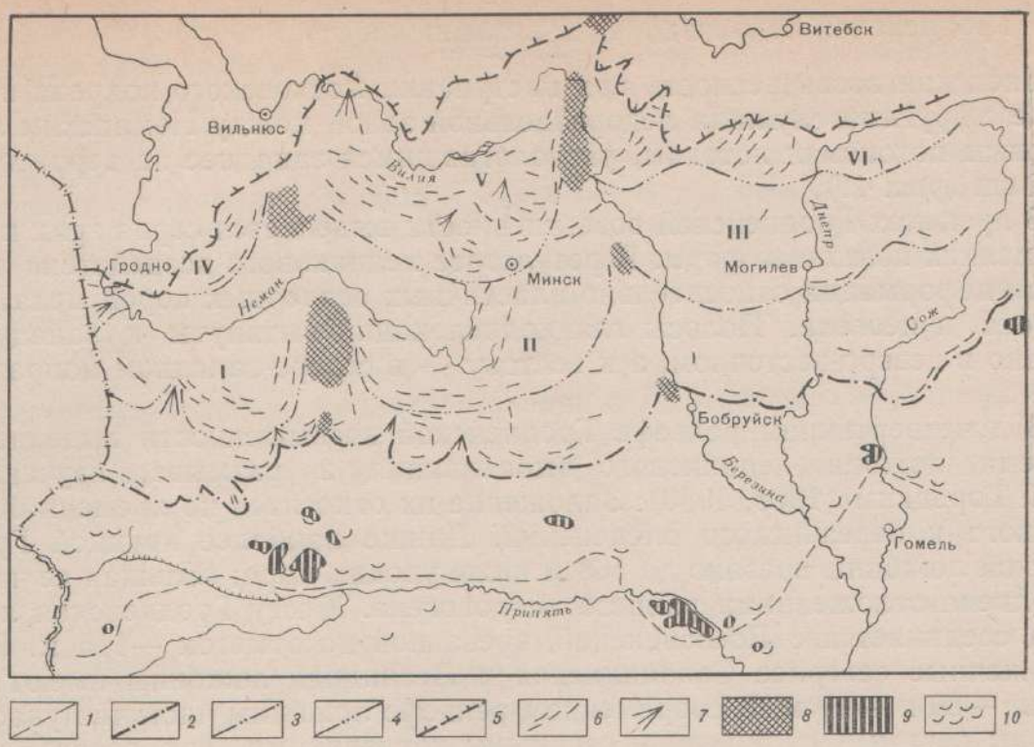


Рис. 41. Схема деградации средне- и позднеплейстоценовых ледников на территории Белоруссии (составил Б. Н. Гурский)

1 — мозырская стадия днепровского оледенения; *2* — максимальная (славгородская) стадия московского (сожского) оледенения; *3* — постмаксимальная (могилевская) стадия московского оледенения; *4* — минская фаза (могилевская стадия) московского оледенения; *5* — максимальная (оршанская) стадия валдайского оледенения. Типы рельефа московского возраста: *6* — краевые образования; *7* — срединные межъязыковые массивы; *8* — межлопастные образования. Типы рельефа днепровского возраста: *9* — комплекс конечноморенных образований; *10* — конечноморенные гряды.

ской равниной она приподнята на 50—60 м, отдельные ее точки — на 70—80 м, а южнее, под соседними участками Индурской равнины, превышение гряды всего 20—30 м. Таким образом, северный и северо-восточный склоны гряды, обращенные к долинам рек Лососны, Каменки, Горницы и Свислочи (в направлении ледникового напора), имеют вид крутого уступа, а южный и юго-западный склоны растянуты и довольно пологи. В распределении форм и типов рельефа на поверхности Коптевской гряды наблюдается та же закономерность, которая характерна для Гродненской возвышенности в целом. Грядово-холмистый рельеф сохранился от денудации только на наиболее высоких участках в осевой зоне, например у деревень Коптевка, Колпаки, Гривки, где колебания относительных высот достигают 20—30 м. Склоны холмов, обращенные к северу и востоку, гораздо круче южных и западных, крутизна первых 25—30°, вторых — всего 8—10°. За исключением нескольких холмистых участков, расположенных между деревнями Подлипки, Радзевичи, Мишкевичи, восточнее д. Дойлидки и юго-восточнее д. Цвиуличи, водораздельная часть Коптевской гряды имеет выровненную, уплощенную или волнистую поверхность, над которой изредка поднимаются холмы — останцы высотой до 10—15 м. В западной части гряды пологоволнистый рельеф полностью вытесняет холмистый, «оживляясь» только вблизи глубоких (15—17 м) крутосклонных сухих долин.

О денудационном происхождении выровненных участков свидетельствует несоответствие формы поднимающихся местами холмов-останцов их строению. Например, юго-восточнее д. Коптевка расположен холм, сложенный смятыми песками; слои падают на северо-восток под углом 45° и срезаются поверхностью южного склона под углом 40°.

В краевой полосе Коптевской гряды шириной 1—2 км (при средней ширине самой гряды около 4 км), особенно на ее северном и северо-

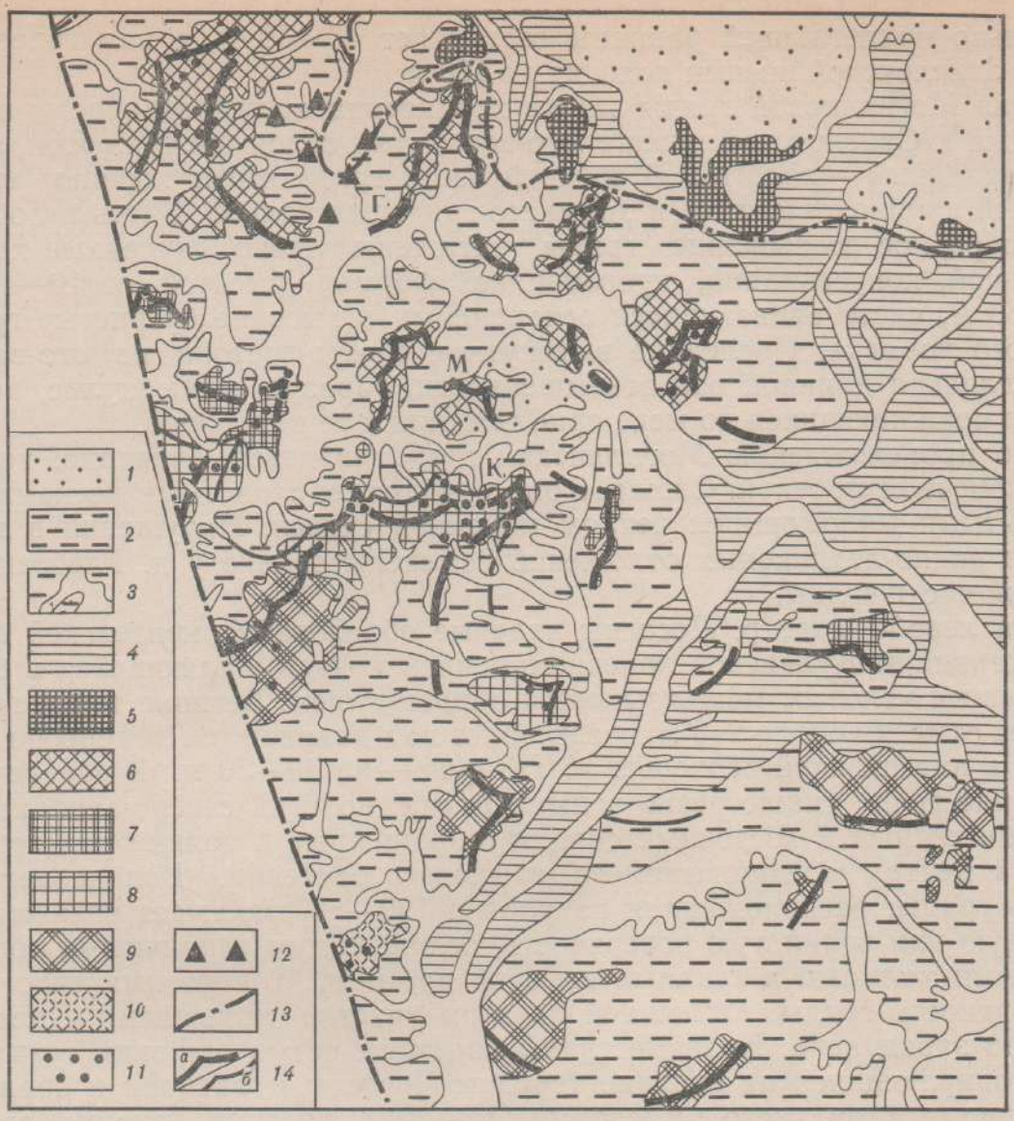


Рис. 42. Геоморфологическая схема Гродненской возвышенности (составил А. К. Карабанов)

1 — флювиогляциальная равнина; *2* — волнистая моренная равнина; *3* — сухие долины и ложбины стока; *4* — озерно-ледниковая равнина; *5* — краевые образования валдайского оледенения; *6—11* — краевые образования сожского оледенения: *6* — гродненской фазы, *7* —малаховичской фазы, *8—10*— коптевской фазы (нескольких осцилляций), *11* — угловые межлопастные и межъязыковые массивы; *12* — отторженцы палеогеновых и меловых отложений; *13* — граница валдайского оледенения; *14* — границы: *а* — фаз (*Г* — гродненская, *М* — малаховичская, *К* — коптевская) и *б* — осцилляций

восточном склонах, расчлененных сетью сухих долин и денудационных ложбин, развит крупный холмисто-увалистый денудационный рельеф с относительной высотой 20—25 м. Останцы первичных ледниковых форм сохранились здесь лишь между выположенными широкодонными сухими долинами и ложбинами на гребнях денудационных увалов в виде сильно завалуненных конусовидных бугров и холмов высотой от 5—6 до 10—15 м. На южном и юго-восточном склонах Коптевской гряды резко пересеченный рельеф с холмами и увалами высотой 15—20 м приурочен к Колпаковскому угловому массиву — восточному окончанию гряды в районе д. Колпаки. Западнее поверхность пологого южного склона увалистая, с отдельными небольшими холмами.

Мощность конечноморенных отложений Коптевской гряды, характерная и для всей Гродненской возвышенности, достигает 30—60 м, в отдельных случаях — 70—80 м.

Могилянская гряда, являющаяся вместе с краевыми образованиями в районе деревень Дубовка, Новоселки связующим звеном между Гродненской и Волковысской возвышенностями, отличается значительной абсолютной высотой, достигающей 212 м. Превышение гребня гряды отно-

сительно прилегающей равнины составляет 45—50 м, а над поверхностью Свислочской низины доходит до 100 м.

Для Могилянской гряды также характерна асимметричность: обращенный к Свислочской низине юго-восточный склон очень крутой, а северо-западный — пологий. В средней части гряда имеет хорошо выраженный крупнохолмистый и холмисто-грядовый рельеф. Здесь на общее валообразное возвышение гряды насажены тесно скученные холмы овальной, конусовидной, куполовидной формы, высотой от 10—13 до 25—30 м, часто сливающиеся основаниями в высокие бугристые гряды второго порядка. Последние вытянуты с северо-востока на юго-запад, параллельно длинной оси возвышенности, образуя серию кулис, постепенно понижающихся по мере приближения к ее подножию.

По происхождению Могилянская гряда является, очевидно, насыпной конечной мореной. Сложена она в основном слоистыми песками, перекрытыми маломощным чехлом моренной супеси. Нарушения в залегании водно-ледниковых отложений отмечены только у д. Глебовичи в южной части гряды.

На левобережье р. Лососны краевые образования коптевской фазы представлены Кулавской конечноморенной грядой, являющейся в большей части угловым межъязыковым образованием. Высшие точки гряды имеют отметки около 210 м, возвышаясь над долиной р. Лососны на 60—70 м, а над низиной верховьев р. Татарки — на 40—50 м. В поперечном профиле гряда также резко асимметрична: пологий северо-западный и крутые южный и восточный склоны, обращенные к долине р. Лососны, т. е. к центру предполагаемого языкового бассейна. Водораздельная часть гряды, расположенная на уровне 190—200 м, имеет сглаженную плоскую или волнистую поверхность, осложненную единичными обособленными холмами и грядами высотой до 10 м, с пологими склонами. Поверхность гряды, сложенной на этом участке моренными супесями, сильно завалунена. Краевые гряды изрезаны сетью широких сухих долин, опирающихся на верхние террасы Лососны и Татарки и образующих ряд отрогов, часто с высокими (15—20 м) холмами, которые сложены песчано-гравийным материалом.

К следующей, малаховичской, фазе относятся аналогичные языковые и микроязыковые дуги — Дубницкие, Гибуличские высоты. Наиболее высокие их части формировались, по-видимому, на стыках ледниковых языков, занимавших понижения подстилающего рельефа.

Высшие точки Дубницкой возвышенности, приподнятой над долиной Татарки на 30—50 м, имеют отметки 200—210 м. Первичные аккумулятивные формы сохранились здесь плохо в связи с сильным расчленением ее денудационными ложбинами и глубокими сухими долинами. Местами все же наблюдаются участки резко пересеченного крупнохолмистого рельефа и группы обособленных холмов высотой 10—20 м, склоны которых имеют крутизну до 20—30°.

Поднимающиеся на 30—40 м над окружающей Малаховичской равниной Гибуличские высоты отдалены от Коптевской гряды широкой долиной р. Горницы. Наиболее высокий участок этой возвышенности вблизи д. Гибуличи имеет отметки 190—200 м и отличается пологоволнистой поверхностью, усеян валунами и осложнен невысокими холмами. Восточная часть Гибуличских высот расчленена сетью узких долин и обладает холмисто-увалистым рельефом.

На севере Гродненской возвышенности выделяются краевые образования гродненской фазы московского оледенения: Ратичское плато, Грандичское плато, Дубровская, Рубановская, Путришская конечноморенные гряды, Жиличские и Сивковские высоты, Обуховская гряда. Они образуют серию языковых амфитеатров, наиболее крупный из которых обрамляет меридиональный участок долины р. Немана, ниже г. Гродно, и увязываются с краевыми образованиями в районе городов Щучина и Лиды, т. е. с ошмянской фазой московской стадии днепровского оледенения Л. Н. Вознячука.

Дубровская гряда, представляющая собой межъязыковый массив, по абсолютной и относительной высоте (160—178 и 40—30 м соответственно) уступает другим грядам района, однако в ее водораздельной части хорошо сохранился крупнохолмистый рельеф, сменяющийся на расчлененных балками склонах к соседней Цидовичской низине и Грандичскому плато увалисто-холмистым рельефом. Поверхность гряды покрыта крупными россыпями валунов, многие из которых достигают 1—1,5 м в поперечнике. Высота крутосклонных холмов, сложенных мореной или песчано-гравийными отложениями, достигает 10—15 м, а иногда и 20 м.

От оврага Серебряный Ров вдоль Немана до восточной окраины Гродно протягивается Рубановская конечноморенная гряда, приподнятая над уровнем Немана на 80—85 м.

Путришская гряда прослеживается в меридиональном направлении севернее разъезда Аульс, ширина ее 2—3 м. В центральной части гряды уцелели осложненные денудационными ложбинами продолговатые холмы с пологими вогнутыми склонами, высотой от 3—4 до 10—15 м и разбросанные между ними блюдцеобразные западины. Склоны гряды, сильно расчлененные денудационными ложбинами, напротив, обладают средне- и крупнохолмистым увалистым рельефом. Поверхность гряды покрыта многочисленными валунами.

Жиличские высоты расположены на левом берегу Немана, подступая к самой его долине. В этом месте микроязыковая Жиличско-Сивковская дуга, очевидно, пересекает долину реки. Из-за близости долины Немана склоны Жиличских высот сильно расчленены оврагами и балками, колебания высот доходят до 20—30 м. Поверхность возвышенности также густо усеяна валунами разных размеров и формы.

На правобережье Немана, в районе д. Сивково, конечноморенные образования сохранились лишь в виде обособленных «островных» холмов конусовидной формы.

Продолжением Жиличских и Сивковских высот на востоке является напорная Обуховская гряда, которая сложена сильно дислоцированными водно-ледниковыми песками, перекрытыми на ряде участков чехлом морены, и увязывается со Щучинско-Лидскими конечноморенными образованиями.

На западе в пределах Польши краевые образования гродненской фазы московского оледенения, по-видимому, можно увязывать с конечными моренами вокруг языковой депрессии в районе Домброва-Бялостоцка.

Неманский ледниковый поток

Неманский поток занимал западную часть Белоруссии и крайний Юго-Восток Литвы. Возникновение потока было предопределено особенностями дочетвертичного рельефа — наличием Западно-Белорусской погребенной низины. Осевая часть ледникового потока совпадает с простиранием Наревско-Неманской макроложбины, которая выражена в рельефе дочетвертичных пород (Гурский, 1974). Ширина потока составляла 120—150 м.

Восточная граница потока намечается по современным возвышенностям восточнее Вильнюса на Вороново, Новогрудок и Барановичи.

Неманский поток отличался особой активностью, которая проявилась при наступании ледника. Об этом свидетельствует, прежде всего, серия ложбин выпахивания и размыва, а также большое количество значительных по мощности отторженцев меловых, палеогеновых, неогеновых и нижнечетвертичных пород. Иногда отторженцы многослойные, представлены чередованием меловых и палеогеновых пород.

Исследования, проводившиеся на территории Прибалтики, показали, что Неманский ледниковый поток в трансгрессивную фазу развития выходил из депрессии Балтийского моря через Рижский залив и продвигался по Среднелатвийской и Среднелитовской низменностям (Гайга-

лас, 1963). В районе Куршского залива и в северо-западной части Калининградской области РСФСР функционировал поток, продвигавшийся с северо-запада на юго-восток. Отложения и формы рельефа, сформированные им на территории Советского Союза, полностью перекрыты валдайскими ледниковыми отложениями мощностью от 20 до 80 м. Погребенный под нямунскими (валдайскими) моренами ледораздел между Неманским и более западным потоками проходил, видимо, по Гродненской, Жямайтийской, Курземской возвышенностям.

Для верхней мядининкской (московской) морены территории Юго-Восточной Литвы характерны магматические валуны пород северных районов Швеции, Средней Финляндии и северо-западных районов СССР. На площади между городами Эйшишкес, Шальчининкай и Лида распространены валуны пород Швеции, дна Балтийского моря и Западной Финляндии. Отличительным признаком служит присутствие большого количества (20—25%) руководящих валунов из Северной Швеции. На территории Литвы это единственный район с таким разнообразием северошведских пород. Они представлены рапакиви, гранитами, сиенитами, порфирами и гнейсами Медельпада, Емтланда, Ангерманланда, Остерботтена и других районов (Тарвидас, 1965). Часто встречаются рапакиви и красные граниты с кальцитом из Родо, ревсундские крупнозернистые граниты, зеленоватые сиенитовые порфиры из Рагунда, ангерманландские гранито-гнейсы. Особенно характерны кварцевые и сиенитовые порфиры из Ально с характерными кристаллами полевых шпатов и кварца.

Значительную часть валунов в московской морене данной территории образуют породы Средней Швеции, дна Балтийского моря, Аландских островов и Западной Финляндии. Среднюю Швецию представляют валуны даларнских порфиров, порфиритов, диабазов и гранитов. Их количество составляет 25—28%. Валуны аландских пород — рапакиви, граниты и кварцевые порфиры — образуют до 20—23%. Балтийские кварцевые порфиры распространены в количестве до 6%. В восточном направлении их количество постепенно уменьшается. Из балтийских пород большее распространение имеют красные кварцевые порфиры, менее представлены бурые порфиры и мандельштейны.

Восточная граница распространения руководящих валунов Неманского ледникового потока намечается по линии: Рудамина, восточнее Шальчининкай, Девянишкес. Здесь описываемый поток сочленялся с Минским. В зоне их стыка происходила интенсивная моренная аккумуляция; образовались возвышенности в виде угловых массивов.

Морены Неманского потока обычно перекрыты отложениями Минского потока, которые содержат примесь шведских, балтийских и аландских пород из подстилающих отложений. Это свидетельствует о том, что Неманский поток развивался раньше Минского, быстрее достиг максимального развития и распался. На территории Прибалтики образования московского ледникового покрова почти полностью перекрыты валдайскими отложениями. Они выходят на поверхность только за пределом распространения последнего оледенения — в самой крайней юго-восточной части Литовской ССР, граничащей с Белорусской ССР, т. е. на Мядининкской возвышенности, представляющей продолжение северо-западной части Ошмянской возвышенности, и на Эйшишкском плато, образующем скаты Лидской равнины.

Моренные отложения Неманского потока отличаются рядом литологических особенностей. В их гранулометрическом спектре больше глинистых и алевритовых частиц, меньше — песчаных. В составе минералов тяжелой фракции морены данного потока по сравнению с моренами Минского потока отмечается увеличение количества эпидота, роговой обманки, ильменита, лейкоксена. В составе галечного материала установлено преобладание обломков кристаллических пород и, прежде всего, гранитов. Из числа осадочных наиболее характерны кремни. При

этом отношение количества осадочных пород к кристаллическим составляет 0,4. Для днепровской морены этот показатель равен 1,6.

В прогрессивную фазу своего существования Неманский поток оканчивался рядом лопастей и языков (см. рис. 41). Наиболее отчетливо выражены Наревско-Ясельдинская, Росская, Щарская, Лидская лопасти. Следует отметить, что А. А. Асеев (1974), основываясь на геоморфологических данных, предполагал существование Припятской ледниковой лопасти московского оледенения, к которой и относились краевые образования районов Радуля, Злынки, Новозыбкова. Как выяснилось в последние годы (Гурский, 1974), эти формы краевой аккумуляции сформированы днепровским ледниковым покровом.

Наревско-Ясельдинская лопасть располагалась в пределах широтного отрезка Неманско-Наревской ложбины выпахивания и размыва, которая по подошве московской морены выражена только на небольшом отрезке р. Нарева. Краевые образования, ограничивающие лопасть, представлены Беловежской и Зборомировской грядами. Первая из них является юго-западным ответвлением Белорусской гряды. Краевые образования данного района — увалы, холмы, грядообразные возвышенности, отличаются пологими склонами, плоскими вершинами, высота их составляет 30—40 м. Зборомировская гряда имеет высоту около 20 м, абсолютные высоты 180—186 м, простирание с северо-запада на юго-восток. Протяженность гряды 5—5,5 км, ширина 0,5—1 км, поверхность увалисто-волнистая. Сложены Беловежская и Зборомировская гряды преимущественно песчано-гравийными породами, валунные супеси и суглинки встречаются редко.

По долине р. Ясельды выделяется ледниковый язык, приуроченный к ложбине субчетвертичного рельефа и протягивающийся до озера Червоного, т. е. почти до возвышенности Загородье.

Росская лопасть ограничена краевыми образованиями Волковысской возвышенности, которая представляет собой систему межлопастных гряд и подразделяется на две ветви: Волковысско-Зельвянскую и Порозовско-Ружанскую, соответствующие крупным осциляциям края ледника. Порозовско-Ружанская зона включает Маяковскую, Порозовскую, Горностаевскую, Гриневичскую, Ружанскую, Близненскую гряды, имеющие длину от 4—6 до 18 км при ширине 2—6 км и высоте до 20—30 м. Наибольшей высотой (254 м) отличается Порозовская гряда, имеющая явно напорный характер. Над долиной р. Рось гряды воздымаются на 40—50 м.

Волковысская гряда, состоящая из серии холмов, имеет длину 14 км при ширине 8 км. Высота ее над долиной реки до 35 м. Зельвянская гряда длиной 19 км и шириной до 11 км достигает абсолютной высоты 239 м, имея превышение над долиной р. Зельвянки 35—45 м. Указанные гряды сложены моренными супесями и суглинками, песками и гравием.

Росская лопасть приурочена к отчетливому понижению в домосковском рельефе с абсолютными высотами 100—120 м. Характерно увеличение мощности морены (до 50—70 м) и присутствие в ее теле многочисленных отторженцев меловых и палеогеновых пород.

Щарская лопасть располагалась в долине р. Щары, между Новогрудской и Слонимской возвышенностями. В домосковском рельефе она занимала долинообразное понижение с абсолютными высотами около 110—120 м. На прилегающих участках Слонимской возвышенности подошва московской морены поднимается до абсолютных высот 160—170 м, а на Новогрудской возвышенности — до 210 м. В пределах лопасти морена иногда достигает мощности 70—80 м, но на Слонимской возвышенности мощность ее составляет 20—30 м и менее. В прибортовых частях Щарской лопасти часто встречаются отторженцы меловых и палеогеновых пород. Судя по ориентировке ложбин выпахивания и размыва, преобладающим направлением движения ледника было меридиональное, что обусловлено скорее всего выступом Новогрудской возвышенности, которая служила мощным препятствием перед фронтом

наступающего ледника. Данная лопасть существовала во время могилевской стадии московского оледенения, о чем свидетельствует разрез у д. Лезеневичи Новогрудского района, где два слоя московской морены разделены отложениями горецкого интерстадиала (Гурский, 1974).

Краевые образования Щарской лопасти А. А. Асеев (1974) сопоставил с краевыми образованиями в районе пос. Красная Слобода, Кривичи, городов Старые Дороги, Бобруйск и пос. Кировское на востоке. Данные авторов показывают, что эти краевые образования относятся к максимальной (славгородской) стадии.

Лидская лопасть занимала бóльшую часть Неманской низины, Лидскую песчаную равнину и Лидское плато. Она располагалась между Гродненской и Новогрудской срединными возвышенностями, а на северо-востоке ограничивалась Ошмянскими грядами. В современном рельефе эта территория характеризуется плоской или волнистой поверхностью, постепенно поднимающейся с запада на восток. Абсолютные высоты изменяются от 90—100 м (урез воды в р. Немане в районе г. Гродно) до 160—180 м (в пределах Лидского плато). На юго-востоке лопасть окаймляется Лидской полосой краевых образований, которая протягивается с северо-востока на юго-запад от д. Гервеники до деревень Кальмец, Гостиловцы и г. Щучин. Краевые образования представлены преимущественно камовыми и моренными холмами, сгруппированными в гряды. Они сложены в основном разнозернистыми песками, реже валунными супесями и суглинками и имеют высоту 15—20 м. Важно отметить, что в пределах данной зоны краевых образований отторженцы коренных пород отсутствуют. Литовские геологи (Кемешис, 1965) относили эти краевые образования к последнему (поозерскому) оледенению. Однако в последующем такой вывод не подтвердился. Р. И. Левицкой и В. В. Левчичем (1974) описан разрез у д. Овсядово Лидского района, расположенный с проксимальной стороны краевых образований. Скважина, заложенная здесь в термокарстовой западине, под современными осадками вскрыла гумусированные пески и торф микулинского возраста. А в разрезах у деревень Незбодичи, Борки и в других пунктах под верхним горизонтом морены залегают шкловские (рославльские) межледниковые отложения.

Обособление Лидской лопасти обусловлено особенностями рельефа коренных пород и домосковских отложений. От Новогрудской возвышенности лопасть отделяется ложбиной ледникового выпахивания и размыва, которая прослежена бурением почти параллельно долине Немана, западнее г. Лиды у деревень Гирины, Дубровка, Филоновцы, Докудово, Руда, Губны на расстоянии около 50 км при ширине 4—10 км. Днище ложбины в тальвеговой части располагается на 40—46 м ниже уровня моря. Ложбина образовалась во время березинского оледенения. В ее пределах мощность днепровской морены достигает 103 м, а мощность московской морены в отдельных пунктах составляет 60 м и более. В пределах этой ложбины подошва московской морены снижается на 20—30 м и залегает в краевой части лопасти на абсолютных отметках 80—100 м. В то же время на Новогрудской возвышенности подошва московской морены вскрывается на 200—210 м выше уровня моря, хотя мощность морены здесь примерно такая же (40—50 м). О направлении движения льдов Лидской лопасти можно судить по общей ориентировке ложбин выпахивания и размыва московского возраста. Анализ этих данных позволяет предполагать движения льдов с северо-запада на юго-восток, в основном параллельно простиранию долины Немана от г. Гродно до г. Мосты.

С деградацией московского ледника связывается заложение современной долины Немана, наследующей в ряде случаев более древние понижения. Краевые образования района Гродно и Лиды, вероятно, соответствуют ошмянской фазе (стадии?) московского оледенения. Такое предположение высказывалось и ранее (Гурский, 1965).

Лидская лопасть московского ледника на территории Литовской ССР

оставила три напорно-насыпные моренные гряды в окрестности Девянишкес. Самая крупная из них проходит в субмеридиональном направлении возле д. Повилайчай и на северо-западе местч. Тургяляй, где примыкает к остову Мядининкской возвышенности. Гряда состоит из крупных холмов, сложенных несортированными моренными материалами и водно-ледниковыми отложениями. Холмы часто перекрыты валунными суглинками со следами гляциодеформаций. Моренные слои обычно разделены лимногляциальными песками и алевритами. Гряда Повилайчай шириной 6—8 км возникла при продолжительном стационарном положении Лидской ледниковой лопасти. Восточнее ее простирается ложбина стока талых ледниковых вод, по которой в настоящее время течет р. Яльшя. Несколько западнее располагается вторая — Тургяляйско-Клевицкая краевая гряда. В окрестностях д. Рилишкес она разветвляется. Эта гряда шириной 2—5 км простирается параллельно первой, но отличается от нее меньшей высотой. Образующие гряду холмы по строению напоминают камы, но на некоторых участках заметны следы ледникового напора. Первая и вторая гряды разделены ложбиной стока талых ледниковых вод, по которой в противоположных направлениях протекают речки Вяржа и Клява. Третья гряда краевых ледниковых образований простирается также параллельно двум первым по линии деревень Каткушкес — Жлаугтай и восточнее Рудамина примыкает к Мядининкской возвышенности. Она состоит из покрытых моренным суглинком дислоцированных песчано-гравийных холмов. Описанные три параллельные гряды образовались при повторных осцилляциях края ледника Лидской ледниковой лопасти. Отступания, происходившие после каждой осцилляции, были незначительными.

Неманско-Минская ледораздельная зона

На территории Литовской ССР Неманско-Минская ледораздельная зона представлена Мядининкской возвышенностью и Эйшишкским плато. В пределах Белоруссии она включает краевые образования района Вороново, Новогрудскую возвышенность и далее прослеживается по фрагментам западнее г. Барановичи, в направлении озера Выгоновского.

Ядро Мядининкской возвышенности образует межлопастной моренный массив, который возник на стыке Лидской лопасти Неманского потока и Ошмянской лопасти Минского потока. Для него характерны самые высокие отметки в пределах Мядининкской возвышенности: холмы Юозапине, Кальвяй, Баёрай и другие, образованные Ошмянской лопастью.

Не покрытый валдайским ледником рельеф Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато сильно сглаживался перигляциальными и денудационными процессами, а также вторично расчленялся эрозией. В нем выделяются сложные разновозрастные формы. Наиболее характерны сухие балки и долины с асимметричными поперечными профилями, а также с выровненными солифлюкцией и плоскостным смывом склонами. На водораздельных пространствах распространены скульптурные отроги и холмы, образующие преобразованные положительные формы.

Выветривание, склоновые процессы, сток воды и эоловые процессы привели к образованию покрова перигляциальных отложений на поверхности Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато. Выделены три комплекса покровных отложений, разделенных слаборазвитыми почвами, которые несут следы периодического промораживания.

Мяркинские (микулинские) межледниковые органогенные отложения, залегающие в понижениях рельефообразующей морены, в пределах Мядининкской возвышенности не покрыты моренами последнего (нямунского, валдайского) оледенения. Иногда, например в разрезах Мядининкай, Клевица, Киртимай, эти межледниковые отложения в верхней части перекрыты только перигляциальными или голоценовыми об-

разованиями (Кондратене, 1976). В этой части Литовской ССР почвы, развитые на мядининкской (московской) морене, имеют более значительную глубину выщелачивания карбонатов по сравнению с почвами на нямунской (валдайской) морене. Верхняя часть мядининкской морены обычно несет следы значительного выветривания. Кристаллические валуны сильно разрушены морозным выветриванием.

Особенности строения московских образований свидетельствуют о том, что Мядининкская возвышенность и Эйшишкское плато не покрывались ледником последнего (валдайского, нямунского) оледенения, край которого располагался северо-западнее. Поэтому нет основания границу последнего оледенения проводить южнее Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато, как это делают некоторые исследователи (Чепулите, 1961).

Московские ледниковые образования отличаются от валдайских на территории Литвы и Западной Белоруссии по составу эрратических руководящих кристаллических валунов (Гайгалас, 1979). Они содержат типичные руководящие валуны пород Северной Швеции и дна Ботнического залива, которые не обнаруживают в отложениях валдайского оледенения. Среди них отмечены валуны порфиров Ально и Родо, граниты и рапакиви Рагунда и Родо, принесенные из Северной Швеции, а также ботнические порфиры и гранофиры, захваченные ледником со дна Ботнического залива. Выявленные разные парагенетические комплексы руководящих валунов облегчают прослеживание московских образований и проведение максимальной границы валдайского оледенения на территории Литовской ССР и сопредельных районов Белорусской ССР.

Вороновские краевые образования представляют собой четко выделяющийся угловой массив с абсолютными высотами 200—214 м. В пределах Неманской низины ледораздельная зона намечается фрагментарно по отдельным участкам, характеризующимся более высоким положением подошвы сожской морены.

Наиболее полно структура ледораздельной зоны изучена в пределах Новогрудской возвышенности (рис. 43), являющейся типичной для подобного типа гляциоморфоструктур. В основании возвышенности расположена наиболее приподнятая часть Белорусского кристаллического массива — Центрально-Белорусский свод, который простирается с юго-востока на запад-северо-запад, в сторону Новогрудка. Уклоны поверхности докембрийских образований значительно увеличиваются в северо-западном, северо-восточном и южном направлениях. Для погребенного рельефа поверхности коренных пород характерны ложбины ледникового выпахивания и размыва, позволяющие устанавливать области преобладающей ледниковой экзарации. В западной части Новогрудской возвышенности выделяются крупные ложбины субмеридионального простирания, тяготеющие к долинам рек Щары и Молчади. Они сформированы Щарской ледниковой лопастью Неманского потока. Меловая толща, сильно деформированная льдами, на северо-западном участке возвышенности представлена крупными складчато-чешуйчатыми структурами. Подобные образования выявлены в лобовых частях, а также по бортам ложбин выпахивания. Очень часто отторженцы, но уже глыбового типа, находятся непосредственно в теле морены.

Восточная часть возвышенности претерпела давление Столбцовской ледниковой лопасти Минского ледникового потока. Между пос. Мир и г. Новогрудок, на участках высокого залегания поверхности кристаллических пород (10—50 м абс. высоты), развиты меридиональные и субмеридиональные ложбины, унаследованные долинами рек Уши и Сарвечи.

Эти крупнейшие ледниковые лопасти разных потоков разделяет Новогрудский меловой остов. Его простирание совпадает с узким, постепенно поднимающимся к северо-северо-западу понижением в кристаллическом фундаменте, переходящим на юго-востоке в Предполесский разлом. Новогрудский остов образует центральную часть Новогрудской

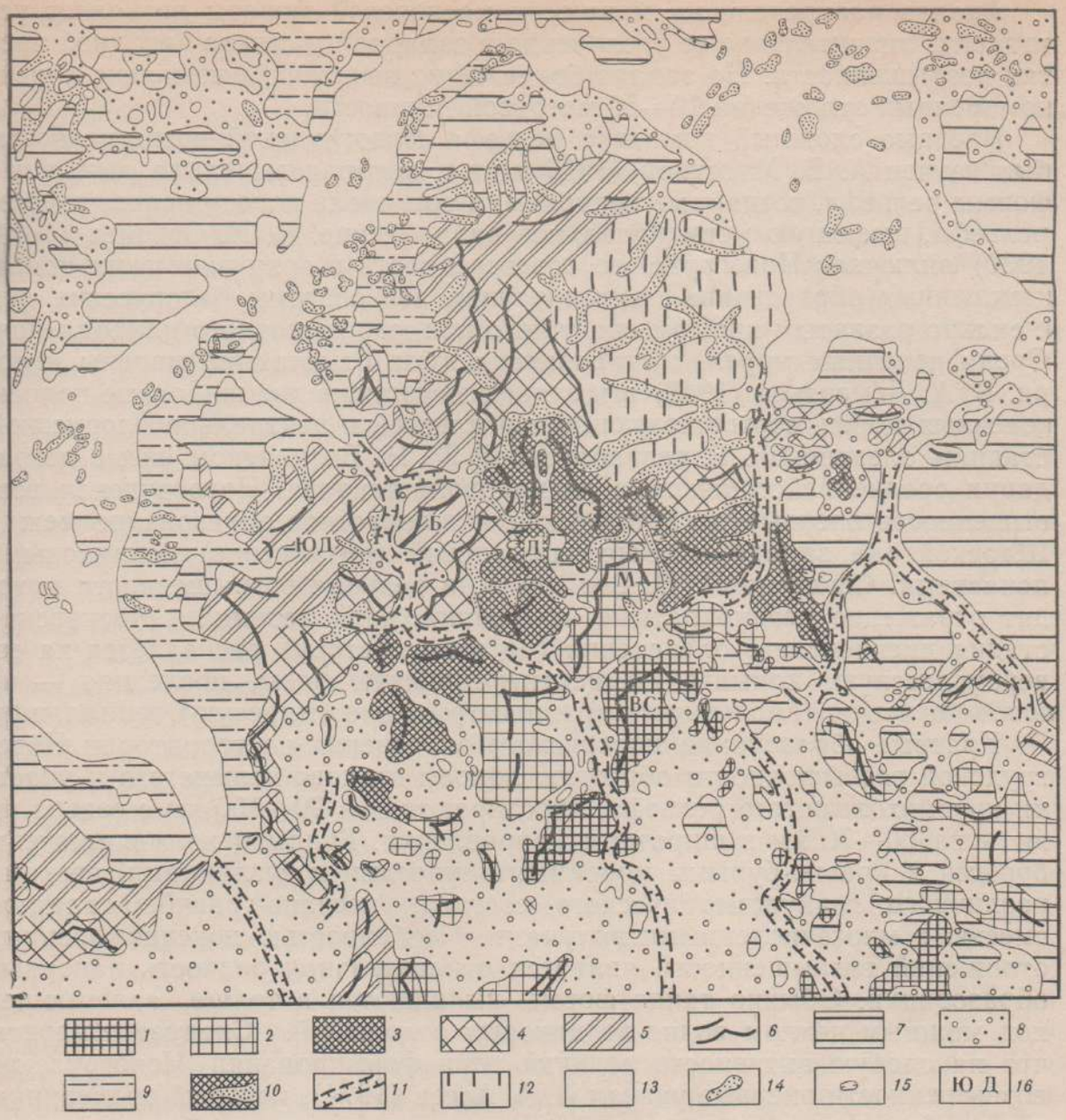


Рис. 43. Геоморфологическая схема Новогрудской возвышенности (составил М. Е. Зусь)

Комплекс конечноморенных образований: *1* — верхнешарской фазы; *2* — городищенской фазы; *3* — средненовогрудской фазы; *4* — среднемолчадской осцилляции; *5* — озерской осцилляции; *6* — конечноморенные гряды; *7* — абразионные и денудационные волнистые моренные равнины; *8* — флювиогляциальные образования и зандровые равнины; *9* — озерно-ледниковые равнины; *10* — ложбины стока; *11* — древние долины (сквозные, латеральные, долины прорыва и др.); *12* — лёссовые равнины; *13* — аллювиальные равнины; *14* — эоловые формы рельефа; *15* — термокарстовые западины; *16* — угловые конечноморенные массивы: *ВС* — Великосельский, *М* — Микуличский, *Д* — Дубровский, *С* — Свитязянский, *ЮД* — Южно-Дятловский, *Я* — Яновичский, *Б* — Бартошский, *П* — Пуцевичский

возвышенности. К нему приурочены наиболее повышенные участки современного рельефа и древние водораздельные пространства. Накопление ледникового материала и формирование современного рельефа осуществлялись в результате суммарного воздействия ледниковых покровов раннего и среднего плейстоцена. В плейстоценовой толще главенствующее положение занимают отложения днепровского оледенения. Рельеф, созданный в это время, предопределил деятельность последующего ледника. Днепровская морена вскрывается на значительной территории востока возвышенности, где широко развита овражная сеть. В теле морены содержится множество отторженцев доантропогеновых пород, которые часто переотлагались московским ледником.

Днепровский погребенный рельеф отразил лопастной характер края ледника с ярко выраженным срединным массивом, который явился ледоразделом и для надвигавшегося московского покрова.

Анализ распределения мощности московской морены позволяет установить значительное ее увеличение в западной и северо-западной частях возвышенности. На западе более четко выражен и комплекс конечноморенных отложений 10—50-метровой мощности.

Впервые сложный комплекс рельефа Новогрудской возвышенности был изучен А. Б. Миссуной (1915 и др.), которая выделила отдельные формы рельефа, созданные ледником, в том числе полосу краевых форм рельефа, имеющую меридиональное направление. Д. Н. Соболев (1924, 1930) включает Новогрудскую возвышенность в зону вюрмских конечноморенных образований, формирующих две системы белорусских дуг с сильно развитым крылом широтного или юго-восточного направления. Среди конечных морен, составляющих дуги, отмечаются морены напора. В. А. Дементьев (1948) выделяет здесь также две широтные полосы конечных морен, соответствующие копыльской и центральнобелорусской стадиям оледенения. В разработанной Л. Н. Вознячуком схеме деградации среднеплейстоценового ледникового покрова Новогрудская возвышенность впервые трактуется как межлопастное образование между Щарской (на западе) и Верхненеманской (на востоке) ледниковыми лопастями. Согласно Л. Н. Вознячуку, в рельефе возвышенности находят отражение неоднократные колебания края ледника. Московская стадия днепровского оледенения (по этому автору) распадается на севернолесскую, копыльскую, верхненеманскую фазы, последняя — на колодищенскую (смолевичскую) и новогрудскую (мирскую) осцилляции.

Краевые образования московского оледенения на территории Новогрудской возвышенности образуют полосы грядово-холмистого и участки крупнохолмистого рельефа, простираются на 90—100 км с севера на юг и на 60—70 км в широтном направлении. Гряды и холмы сложены бурыми и красно-бурыми моренными супесями и суглинками, песками различного гранулометрического состава, песчано-гравийно-галечной смесью с многочисленными валунами. Особенностью конечноморенных отложений возвышенности является относительная редкость напорных образований. Обычно такие формы выявляются в толще, залегающей под мощным чехлом водно-ледниковых отложений. Следует отметить, что на слабую активность ледника при формировании Новогрудской возвышенности впервые указал А. А. Асеев (1974), который подчеркнул, что край подвижного льда здесь не отмечен краевыми образованиями.

В эпоху московского оледенения на западе Новогрудской возвышенности возникала Щарская ледниковая лопасть Неманского потока, распадавшаяся на несколько языков: Молчадский, Озеранский, Ивезянский, Подъяворский, Иссинский, Минутицкий, Ятранский, Проминский, Плиссинский (Зусь, 1976). Восточная часть возвышенности претерпела давление Сервечского и Ушанского языков Столбцевской лопасти Минского потока. Ледниковые языки концентрическими дугами оконтуривали поднятия и понижения дочетвертичного рельефа. Депрессии позволяли леднику продвигаться более или менее беспрепятственно и оставлять после себя лобовые и боковые гряды. В настоящее время они сохранились слабо, и на их месте находятся сильно размытые гряды и равнины, прорезанные речными долинами. Места сочленения ледниковых языков узнаются по сложно построенным угловым (межлопастным, межъязыковым) массивам. Они сохранились лучше по сравнению с другими формами рельефа. Строение угловых массивов несет на себе отпечаток сложных периодических подвижек края ледника. Угловые массивы часто причленяются один к другому, формируя грандиозные куполообразные поднятия.

В системе краевых образований Новогрудской возвышенности прослеживается несколько таких поднятий. Центральный куполовидный конечноморенный массив, приуроченный к сводовому поднятию в рельефе ложа антропогеновых отложений (Новогрудскому остову), возник на месте неоднократного сочленения Столбцовской и Щарской лопастей. Этот массив тянется от района Новогрудка на юго-восток до озера

Свитязь и далее на юг. Морфологический анализ позволил выделить в его строении несколько повышенных частей, разделяющихся понижениями и ложбинами. Эти отдельные части массива в разной степени сохранились от денудации и имеют неодинаковый возраст (старшими будут те, что находятся дальше на юго-восток).

На запад от Центрального массива между гляциодепрессиями долин рек Молчади и Сворotвы сформировался Бартошско-Дубровский конечноморенный массив с наибольшей абсолютной отметкой 260 м. Датловский массив имеет высоту до 282 м. От угловых массивов отходят в разной степени очерченные боковые и передние гряды, разделяющиеся между собой ложбинами. Временами осуществлялось наложение конечноморенных гряд одна на другую и в таком случае расчлененность их по возрасту и морфологии становится невозможной. Трудность разграничения разновозрастных отложений вызвана и перекрытием напорно-ледниковых форм водно-ледниковыми образованиями. Большую роль в ландшафте играют флювиогляциальные долины.

Морфология краевых форм и комплекса флювиогляциальных долин является важным диагностическим признаком, который наряду с другими данными позволил выделить в пределах возвышенности пять фазовых и осцилляционных комплексов.

Первый из них выделяется на юге возвышенности в верховьях Щары и ее притока Мышанки. Этот комплекс можно назвать Верхнещарским. Сложен он сильно денудированными грядами и отдельными холмами. Наиболее выразительны положительные формы рельефа в нескольких километрах на юго-запад от пос. Городище, где они формируют слабо сохранившийся Великосельский угловой массив. Конечноморенные гряды отходят от него на юго-запад и юго-восток, переходя в краевые зоны юга Слонимской возвышенности и Копыльской гряды. Следует подчеркнуть, что А. А. Асеев (1974) вслед за Н. И. Кригером (1967) связывает образование Копыльской гряды с отрывом Слуцкого (Солигорского) языка. Однако существование такого языка не подтверждается нашими данными. С началом распада ледника образовалась древняя флювиогляциальная долина, унаследованная затем р. Мышанкой, которая протекает здесь с севера на юг. В верховьях долин Щары и Мышанки отмечаются долины прорыва, образовавшиеся после спуска талых ледниковых вод, подпруженных системой конечноморенных гряд. Преобладающая часть территории Верхнещарского комплекса представляет собой зандровую равнину, покатую на юг, с многочисленными заторфованными низинами.

Следующий краевой комплекс отделяется от первой сложной системой межгрядовых понижений, отвечающих бывшим гляциодепрессиям, латеральным и сквозным долинам, озерным котловинам. Здесь встречаются отдельные камы, камовые массивы и озы, чаще расположенные на склонах и «сползающие» в долины и ложбины. Наиболее высокая часть комплекса представлена Микулинским угловым массивом. По названию пос. Городище, в районе которого отчетливо сохранилась цепь гряд, этот комплекс назван Городищенским. Гирлянды гряд также ориентированы на юго-восток и юго-запад, пересекая современную долину Сервечи и формируя водораздел Щары и Уши. С дистальной стороны от гряд Городищенского комплекса располагается широкая озерная котловина, свидетельствующая о существовании здесь приледникового водоема. Теперь на ее месте находится реликтовое озеро Колдычевское.

Третий комплекс венчает собой отложения новой крупной ледниковой подвижки, которую мы назвали средненовогрудской. Фестончатый край бывшего ледника отбивается здесь аналогичным рисунком гряд. В центре возвышенности хорошим свидетельством нового оживления ледниковой деятельности может служить широкая озерная котловина, которая вобрала в себя талые воды ледника средненовогрудской фазы. Котловина была бессточная, ибо подпружена мореной предыдущего комплекса. Сток озера осуществлялся после того, как воды пропилили

образования двух следующих ледниковых подвижек и нашли себе выход через современные долины рек Ятранки, Своротвы, Молчади. На месте озера остались лимногляциальные отложения из алевритов и маломощных ленточных глин, прикрытые современными торфяниками. К северу от озера Свитязь хорошо выражены Валевские гряды. Озеро также сформировалось среди холмов этой ледниковой фазы. Как показано в последнее время О. Ф. Якушко и Л. Б. Науменко (1979), в образовании котловины озера Свитязь основная роль принадлежала карстовым процессам.

С дистальной стороны средненовогрудских образований возникли еще две системы гряд и межгрядовых понижений — Среднемолчадская и Озерская, разделенные гляциодепрессиями. Они отвечают заключительным подвижкам ледника. В это время был создан рельеф северо-западной, северной и северо-восточной частей возвышенности в районах Новоельни, Дворца и Заполья на западе, Городечно и Турца на востоке. Среднемолчадской и Озерской осцилляциями окончательно образованы Пуцевичские и Вселюбские гряды, Кошелевский, Бартошско-Дубровский и Дятловский моренные массивы, Козловщинская гряда. Современный холмистый рельеф западной части Новогрудской возвышенности постепенно сменяется волнистой моренной и озерно-ледниковой равнинами. Озерно-ледниковая равнина, которая окаймляет возвышенность на абсолютных отметках 170—175 м, сложена лимногляциальными отложениями, что свидетельствует о существовании крупного водоема после окончательного отхода ледника от возвышенности.

Таким образом, Новогрудская возвышенность является межлопастным островным массивом, отчетливо выделяющимся на фоне прилегающих равнин и низин. В ее формировании в значительной степени отразились поднятия кристаллического фундамента, рельеф субчетвертичной поверхности и экзарационно-аккумулятивное воздействие оледенений раннего и среднего плейстоцена.

К особенностям толщи антропогена следует отнести сложность и неоднородность строения ее на отдельных участках, формирование которых связано с преобладанием тех или иных проявлений ледниковой деятельности. Следует отметить повышенную мощность отложений сожского оледенения на западном крыле возвышенности в сравнении с восточным.

Полосы отторженцев доантропогеновых пород и связанные с ними гряды напора приурочены чаще к склоновым частям возвышенности и отбивают рисунок бывших ледниковых лопастей и языков. Гляциодислокации в ледниковых образованиях проявляются на западных, северо-западных и северо-восточных склонах возвышенности, а также по бортам ложбин ледникового выпахивания. Внутренние же участки возвышенности отличаются господством форм рельефа, образованных в фазу отмирания ледникового покрова, в их строении преобладает гравийно-галечно-песчаный слоистый материал.

Флювио- и лимногляциальные равнины на Новогрудской возвышенности встречаются редко. Первые приурочены в основном к южным склонам возвышенности, иногда занимают отдельные понижения межгрядового рельефа, а также распространены по периферийным участкам. Лимногляциальные равнины встречаются в центре возвышенности, где занимают крупные понижения конечноморенного рельефа и представляют собой днища небольших внутренних изолированных бассейнов талых ледниковых вод.

Минский ледниковый поток

Минский ледниковый поток обособился между Неманско-Минской и Минско-Днепровской ледораздельными зонами. Простирание последней намечено от пос. Бегомль на пос. Зембин (между пос. Смолевичи и г. Борисов) и далее в направлении Бобруйска. Возвышения, послужившие причиной образования этого ледораздела, довольно отчетливо про-

ступают как в поверхности дочетвертичных пород, так и в подошве московской морены. Поднятия, существовавшие в осевой части потока, предопределили конфигурацию ряда других краевых форм. Ширина Минского ледникового потока в основном измерялась 150—200 км.

В пределах Минского потока выделяются Случская, Столбцовская, Вилейская и Ошмянская лопасти. Случская лопасть существовала во время славгородской стадии, Столбцовская и Вилейская — во время могилевской, Ошмянская лопасть обособилась во время ошмянской (смоленской) стадии (фазы?).

Случская лопасть располагалась в пределах долин рек Случи, Орессы, Птичи и занимала юго-западную часть Центрально-Белорусской равнины. На гипсометрической карте подошвы московской морены эта территория представляет собой обширную депрессию с абсолютными высотами 120—140 м, которые увеличиваются до 160—175 м в пределах отдельных изолированных поднятий, соответствующих краевым образованиям. Мощность морены составляет в основном 10—20 м.

Западнее Случской лопасти расположен срединный массив, продолжающий Новогрудскую возвышенность и представленный системой в основном меридионально ориентированных, конечноморенных гряд и холмов, протягивающихся от г. Барановичи к г. Ганцевичи. В рельефе подошвы московской морены этот массив выделяется как отчетливая зона поднятий с абсолютными высотами до 165—170 м. С юга лопасть ограничена краевыми образованиями, протягивающимися от Солигорска к городам Старые Дороги и Осиповичи. На междуречье Случи и Птичи краевые образования представлены серией разобщенных гряд. Столпище-Репищенская гряда имеет длину около 18 км. Наиболее четко она выражена у деревень Мезовичи, Репище, Сутино, Кремок. Превышение гряды над долиной Птичи достигает 40—45 м, наиболее высокой является ее восточная часть, имеющая абсолютные высоты 200—210 м. Стародорожско-Грановская гряда более сглаженная, высота ее редко превышает 10 м. К югу от нее развита серия небольших гряд и изолированных холмов: Ровенский холм, Боровищенско-Ореховская гряда, Дубровинский холм, Глусская гряда. Более мощной является Костешевско-Корамазовская гряда, переходящая к западу в Любанско-Солигорскую. Последняя детально изучена Н. И. Кригером (1967). Ширина гряды составляет 7—15 м, высота достигает 15—25 м, абсолютные отметки 165—185 м. Рельеф гряды полого-холмистый, осложненный ложбинами стока и замкнутыми котловинами. Н. И. Кригер отмечает сложность строения Солигорской гряды, в пределах которой морена мощностью от 1 до 25 м представлена 4—5 слоями, разделенными песками. Многочисленны отторженцы меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных пород. Гряда имеет отчетливую связь с ложбиной выпахивания и размыва.

Как уже отмечалось, исследования по району Солигорска и Старобина имеют чрезвычайно важное значение для установления предельной границы сожского оледенения. Эти данные не подтверждают представления Н. С. Миллера (1968), которые разделяются А. А. Асеевым (1974), о распространении московской морены в районе Новозыбкова.

В современном рельефе территория Случской лопасти представлена пологоволнистой водно-ледниковой равниной, постепенно снижающейся к югу. Сложена равнина с поверхности разнозернистыми флювиогляциальными песками, содержащими гальку и мелкие валуны. Широко распространены плоские широкие ложбины, вероятно, являющиеся остатками флювиогляциальных речищ. Во время формирования Случской лопасти ледниковый край испытывал ряд осцилляций, подчеркивающихся разрозненными грядами краевых образований.

Столбцовская лопасть располагалась в верховьях р. Немана. В современном рельефе ей соответствует Столбцовская волнистая моренная равнина с почти плоской, местами пологоволнистой поверхностью с относительными превышениями всего 5—7 м на протяжении 1 км (Ман-

дер, 1973). В ряде случаев поверхность равнины осложняется системой широких (до 1 км и более) плоскодонных ложбин, склоны которых прорезаны оврагами и балками. Характерно отсутствие озерных котловин. Лишь изредка встречаются термокарстовые западины глубиной до 1—5 м и диаметром до 0,5 км. Абсолютные высоты в пределах Столбцовской равнины составляют 200—240 м, снижаясь в пределах долины Немана и его притоков до 145—150 м. Расположение краевых образований свидетельствует о сложной динамике деградации лопасти, проходившей, вероятнее всего, в три этапа, имеющих ранг осцилляций.

Вилейская лопасть занимала южную часть Нарочанско-Вилейской низины, представляющей собой днище приледникового водоема, разливавшегося при деградации льдов ошмянской фазы (стадии?) московского оледенения, а также во время отступания последнего ледникового покрова.

По подошве московской морены здесь выделяется довольно узкая линейная депрессия, расположенная с проксимальной стороны Ошмянских гряд. Подошва морены расположена на 40—45 м ниже, чем в соседних районах, резко увеличивается и мощность морены, достигающая 45 м.

Ошмянская возвышенность, ограничивающая лопасть, представлена двумя параллельными грядами, вытянутыми в западно-северо-западном направлении на 25—30 км. Ширина гряд составляет 8—30 км, для них характерны крупнохолмистые формы рельефа, разделенные ложбинами стока и другими депрессиями. Холмы имеют высоту 20—40 м и достигают абсолютных высот 300—320 м. От Минской возвышенности Ошмянская отделяется долиной р. Березины.

Край Ошмянской ледниковой лопасти на территории Литвы отмечен тремя моренными грядами, сочленяющимися с грядами Лидской лопасти Неманского потока. Эти краевые гряды располагаются вплотную и часто сливаются в холмисто-моренном рельефе Мядининкской возвышенности.

Наиболее крупная гряда Ошмянской лопасти простирается через деревни Юозапине — Кальвяй — Баёрай. Ее составляют крупные холмы из флювиогляциальных и несортированных крупнообломочных отложений. В разрезе холмов наблюдается чешуйчатое и блоковое строение, свидетельствующее об активном состоянии края Ошмянской ледниковой лопасти. Окончательное формирование холмов проходило при участии талых ледниковых вод. Максимальное продвижение ледника сменялось фазой регрессии. Положение края ледника отмечено цепью холмов и обилием валунов, огибающих отдельные отступающие в активном состоянии ледниковые языки. Эти холмы почти лишены моренных слоев и покрышки.

В окрестности мест. Тургяляй беспорядочно располагаются холмы, сложенные водно-ледниковыми отложениями и абляционной мореной.

В окрестностях деревень Жямайтеляй и Швейцарай крупные насыпные холмы образуют вторую моренную гряду Ошмянской ледниковой лопасти. Там, где она соприкасается с синхронной грядой Лидской лопасти, располагается межгрядовый моренный массив в окрестности д. Скайдишкес. Его составляют крупные моренные холмы из песчано-гравийного и галечного материала, покрытого моренным суглинком.

Между деревнями Курсине и Савичюнай протягивается третья моренная гряда. Она состоит из мелких и средних моренных холмов, отмечающих отдельные ледниковые языки. В строении холмов принимают участие песчано-гравийные слоистые отложения.

В области развития Ошмянской ледниковой лопасти в полосе, вытянутой от г. Вильнюса через г. Ошмяны на юго-восток, распространены руководящие валуны Восточной Финляндии и северо-западных районов СССР (Тарвидас, 1965). Среди валунов преобладают рапакиви, граниты и диабазы из окрестностей Ладожского озера. Их количество составляет 20—25%. Распространены валуны, напоминающие финляндские

питерлиты. Они имеют красный цвет и крупные порфировые кристаллы микроклина, которые сильно перитизированы. В образованиях этой лопасти в полосе Мядининкай — Ошмяны обнаружено много валунов выборгского рапакиви, тиролитов, гогландских кварцевых порфиров и лабрадоровых порфиритов, мандельштейнов, уралитовых порфиритов из Пеллинге, вятскярских гранитов и многих других пород Юго-Восточной и Средней Финляндии. Эти валуны помогают отличить морены Мядининкской и Ошмянской возвышенностей, образованные Минским потоком, от отложений соседнего Неманского потока.

Кроме перечисленных валунов в ледниковых отложениях московского покрова Ошмянской лопасти содержатся валуны шведских, аландских и балтийских пород в количестве до 25—35%. Однако, как показывает анализ, большинство их переотложено из более древних морен (Тарвидас, 1965). Судя по составу валунов, центры накопления льдов Минского потока находились в восточных районах Финляндии и соседних областях СССР.

Минско-Днепровская ледораздельная зона

Рассматриваемая зона протягивается в основном параллельно Неманско-Минской зоне и выражена на всем протяжении в современном рельефе, но не везде отчетливо. Ее простирание более четко определяется при анализе гипсометрической карты, составленной по подошве московской морены (Гурский, 1974). В современном рельефе она включает Бегомльскую возвышенность в верховьях р. Березины, краевые образования в районе пос. Зембин севернее г. Борисова, восточную часть Минской возвышенности, краевые образования в районе г. Бобруйска (Казуличская и другие гряды).

В районе г. Бегомля ледораздельная зона представлена угловым массивом с абсолютными высотами до 220—226 м. Наиболее высокая часть массива возвышается на 50—60 м над долиной р. Березины. Массив представляет собой систему гряд и холмов, имеющих преимущественно субмеридиональное простирание. Гряды в большинстве случаев сложены песчано-гравийными накоплениями, для которых почти повсеместно характерно проявление динамического воздействия ледника. Оно проявляется в смятии пластов, образовании складов, куполов, разрывов. Важно отметить, что Бегомльский угловой массив приурочен к отчетливому локальному поднятию поверхности коренных пород. По долине р. Пони Бегомльский массив окаймляется зандром.

В окрестностях пос. Зембин ледораздельная зона представлена хорошо выраженным угловым массивом, который располагается в междуречье Гайны и Цны (притоков Березины). В отличие от Бегомльского массива Зембинский массив приурочен к отчетливой локальной депрессии субчетвертичного рельефа (Гливинская депрессия; Гурский, 1974). В строении массива преобладают гряды субмеридионального и меридионального простирания с абсолютными высотами до 220 м. Превышение их над долиной р. Цны достигает 30 м. В дистальном направлении грядовый рельеф сменяется холмисто-увалистым. Сложены краевые образования Зембинского массива также преимущественно песчано-гравийными накоплениями, для зоны холмисто-увалистого рельефа более типичны валунные супеси и суглинки.

Минская ледораздельная возвышенность представляет собой сложную систему краевых форм различного генезиса, возникшую на стыке Минского и Днепровского ледниковых потоков. Ее максимальные высоты превышают 300 м над уровнем моря, а высшая точка — гора Дзержинская (346 м) является высшей точкой Белоруссии. В строении Минской возвышенности принимают участие моренные и водно-ледниковые образования четырех оледенений (белорусского, березинского, днепровского и московского). Мощность антропогенового покрова достигает здесь 250 м и более, из них до 50—135 м приходится на московские

отложения, которые сыграли основную роль в формировании современного облика возвышенности. Совместно с Шомянскими грядами Минская возвышенность образует мощный дугообразный массив, отражающий своей конфигурацией одну из стадий развития Минского потока. При этом главное значение для отделения Минского потока от Днепровского имели северо-восточные отроги рассматриваемой возвышенности.

Как впервые отмечено А. А. Асеевым (1974), восточнее Минской возвышенности примерно по линии Борисов — Овруч во время деградации московского оледенения проходил ледораздел между западной и восточной частями краевой зоны. Ее западная часть характеризовалась большей активностью, о чем свидетельствуют мощные краевые образования, которые восточнее представлены лишь отдельными фрагментами.

В строении возвышенности выделяется несколько ярусов. Наиболее высокий из них (выше 260 м) представляет собой участки крупнохолмистого рельефа. Резкость форм подчеркивают глубокие речные долины, овражно-балочная сеть. Значительную роль играют насыпные конечные морены, камовые холмы, которые часто приурочены к склонам ложбин стока, наследуемых глубоко врезанными речными долинами Свислочи, Уши, Рыбчанки и др. Довольно часто на таких участках встречаются и озы (деревни Семков Городок, Гольшаны, Королищевичи, ст. Родошковичи и др.), сложенные песчано-гравийным материалом. Наиболее типично формы рельефа верхнего яруса представлены на Логойском, Лысогорском, Плещеницком, Родошковичском участках.

Второй ярус (220—260 м абс. высоты) занимает средневозвышенные участки, представляющие собой волнистую и всхолмленную равнину, сложенную моренными или водно-ледниковыми отложениями.

Ниже располагаются зандровые поля, которые иногда очень четко выражены в рельефе. Так, Р. И. Левицкой (Гурский, Левицкая, 1968) описаны Дзержинско-Минский и Шацкий зандры, прилегающие к Минской возвышенности с юга. Дзержинско-Минский зандр вытянут по долине р. Усы. Он отличается волнистой поверхностью с амплитудой относительных высот 5—10 м. Сложен преимущественно мелкозернистыми песками, мощность которых уменьшается от 20—25 м в центре зандра до 3—4 м по периферии. Пески отличаются слоистостью типа русловой, причем в разрезах наблюдаются и прослои песков горизонтальнослоистых, что, вероятно, свидетельствует о неравномерности таяния ледника. Шацкий зандр протягивается в междуречье Свислочи и Птичи на абсолютных высотах 165—180 м. Поверхность его плоская, сложен песками мелкозернистыми и среднезернистыми, иногда гравелистыми, мощностью до 20 м. Характерен своеобразный «оспенный» рисунок, обусловленный большим количеством термокарстовых западин. Подобный тип ледниково-эрозионной скульптуры впервые был описан А. А. Асеевым (1974), который предложил называть его минским.

Бобруйские краевые образования, развитые на участке между Бобруйском и Кировском, подверглись значительной денудации. Они сформировались на рубеже Минского и Днепровского потоков вблизи предельной границы московского оледенения.

Одной из особенностей данного района является значительное колебание мощности антропогенового покрова (от 30 до 150 м), в основном обусловленное неровностями ложа. В этой толще довольно отчетливо выделяются три моренных горизонта: березинский, днепровский и московский. Березинская морена распространена сравнительно небольшими «пятнами» по древним эрозионным понижениям. Горизонт днепровской морены наиболее выдержан и чаще имеет мощность 10—20 м, хотя на участках развития гляциодислокаций эти значения резко возрастают. Мощность московской морены в большинстве случаев не выходит за пределы 4—10 м. Морены обычно разделены слоями водно-ледниковых отложений.

Бобруйские краевые образования приурочены к выступу кристаллического фундамента. В основании антропогенового покрова здесь зале-

гают песчано-глинистые отложения неогена, туронские мергельно-меловые породы, сеноманский песчаный мел и глауконитово-кварцевые пески, а также среднедевонские песчано-глинистые и карбонатные породы. Эти же дислоцированные льдом коренные отложения, вместе с антропогеновыми породами, принимают участие в строении краевых образований на площади между Бобруйском и Кировском. Состоящая из отторженцев толща имеет мощность в несколько раз бóльшую, чем отвечающий ей моренный горизонт прилегающих равнин.

Следует отметить, что гляциодислокации и отторженцы преимущественно связаны с днепровским ледниковым комплексом и в несколько меньшей степени — с московским. Последний случай более характерен для краевых образований у Кировска, т. е. для восточного фланга ледораздельной площади. Очень часто московская морена насыщена крупными отторженцами девонских, меловых и неогеновых пород, возникших в результате повторного захвата московским ледником материала днепровской морены. Путь переноса таких глыб не превышал нескольких километров.

Проявляется отчетливая приуроченность гляциодислокаций и отторженцев к ныне погребенным ложбинам ледникового выпахивания. Обычно это линейно вытянутые отрицательные формы, заполненные мореной со следами сложных гляциодинамических структур (чешуями, отторженцами). Ложбины имеют ширину около 1,5—3 км и относительную глубину вреза до 40—100 м.

На поверхности Бобруйские краевые образования лучше выражены на площадях, удаленных от р. Березины. Краевые образования в данном районе представлены Казуличско-Слободско-Костричской грядой, протягивающейся в широтном направлении на 11—12 км; ширина ее достигает 3—4 км. Вершина плоская, платообразная, склоны пологие. Над долиной р. Березины, у д. Казуличи гряда воздымается на 55—60 м. В стенках карьеров, вскрывающих гряду, можно наблюдать красно-бурую валунную супесь, чередующуюся местами с песками или песчано-гравийной смесью. Иногда моренная супесь плащеобразно залегает на песках. В южной части гряды встречаются мощные (до 2—3 м) глыбы конгломерата. Здесь можно наблюдать следы динамического воздействия льда, проявляющиеся в образовании складок, разрывах пластов, наличии крупных отторженцев меловых, палеогеновых и неогеновых пород.

На западных окраинах г. Бобруйска ядра крупных диапиров сложены преимущественно мелкозернистыми песками, часто поставленными почти вертикально. Шарниры складок погружаются к северу, их простирание близко к меридиональному. В карьерах наблюдалось несколько крупных (до 3 м в диаметре) глыб гранито-гнейса со следами ледниковой штриховки.

Изучение петрографического состава псефитового материала песчано-гравийных отложений Казуличской гряды, предпринятое авторами совместно с Г. И. Горецким, Н. А. Махнач, Э. А. Левковым, Р. И. Левицкой, показало, что для галечной фракции отношение обломков осадочных пород к комплексу магматических и метаморфических пород равно 0,19; для валунного материала этот же показатель равен 0,21.

Для установления возраста морены особое значение имеет разрез у д. Углы Бобруйского района (Махнач, 1966). Здесь под верхней мореной в интервале 22,1—28,7 м обнаружены торф и гумусированные пески, спорово-пыльцевые спектры которых свидетельствуют об одинцовском возрасте этих отложений.

Днепровский ледниковый поток

На западе граница Днепровского ледникового потока проведена по системе радиальных и угловых возвышенностей в направлении Бегомль—Бобруйск.

Основное простирание Днепровского потока совпадает с направлением Днепровско-Двинской ложбины субчетвертичного рельефа (Гурский, 1974), существование которой и предопределило его обособление.

Московская морена на рассматриваемой территории отличается рядом особенностей. Так, в мелкопесчаной фракции (0,25—0,1 мм) отмечается повышенное количество кварца. Среди тяжелых минералов — высокое содержание ставролита, амфиболов, граната.

По сравнению с Неманским потоком показательно уменьшение количества галек кристаллических пород. Если для Неманского потока их отношение к осадочным породам равно 0,4, то для Днепровского потока этот показатель равен 0,2. Вероятно, это связано с большей дальностью переноса скандинавского материала. Положение московской морены в толще антропогенового покрова на площади потока подтверждается результатами изучения разрезов шкловского межледниковья у деревень Сидоровичи, Нижнинский Ров, Щекотово, Березино и др. (Гурский, 1974).

В пределах Днепровского потока обособлялись Бобруйская и Славгородская (славгородская стадия), Борисовская и Мстиславльская лопасти (могилевская стадия). Следует отметить, что А. А. Асеев (1974) вполне обоснованно сомневался в правомерности выделения Л. Н. Вознячуком (1967) славгородской (брестской, каменецкой, ганцевичской, петриковской) фазы днепровского оледенения. Дествительно, эти краевые образования пространственно разобщены и принадлежат к разным оледенениям. Так, Ганцевичская гряда сформирована во время сожского оледенения, а Брестская, Каменецкая, Петриковская — во время днепровского.

Бобруйская лопасть приурочена к Осиповичско-Бобруйской ложбине субчетвертичного рельефа, днище которой опущено на 50—60 м по сравнению с прилегающими водоразделами. В этом районе отчетливая депрессия с амплитудой 30—40 м выделяется по подошве московской морены. Лопасть занимала участок долины Березины от устья р. Ольсы до пос. Паричи, т. е. до северной границы Полесья. В данном районе ширина долины Березины составляет 5—15 км. Она прорезает моренную или водно-ледниковую равнины, характеризующиеся абсолютными высотами 140—150 м. Краевые образования сохранились лишь по западному борту лопасти.

Славгородская лопасть формировалась в условиях, сходных с условиями обособления Бобруйской лопасти. Поверхность коренных пород здесь характеризуется резкой расчлененностью. В пределах Сожской ложбины ледникового выпахивания и размыва у д. Клины коренные породы залегают на 12 м ниже уровня моря, в то же время для локальных поднятий (Славгородское и др.) характерны абсолютные высоты 120—160 м. Наличие поднятий (прежде всего наиболее высокого Краснопольского), вероятно, явилось препятствием для относительно маломощного в этом районе Днепровского потока.

Сходное устройство имеет и поверхность домосковских отложений: Славгородская лопасть как бы зажата между Кричевским, Краснопольским и Славгородским поднятиями и занимает линейную депрессию с абсолютными высотами 100—110 м, в то время как в пределах указанных поднятий подошва сожской морены залегает на абсолютных высотах 150—180 м. Сравнительно небольшая мощность льдов Славгородской лопасти в какой-то мере может быть обоснована малой мощностью морены, которая практически не превышает 10 м и только на северо-западном склоне Краснопольского поднятия достигает 22 м. Современный рельеф данной территории представляет собой плоскую или слегка волнистую моренную, реже водно-ледниковую равнину, осложненную термокарстовыми, суффозионными и карстовыми западинами. Восточнее и южнее Славгорода с поверхности распространены тонкие и мелкие пески, иногда алевриты, формирование которых Л. Н. Вознячук и

М. М. Цапенко (1971) связывали с существованием приледниковых озер. Однако в рельефе они практически не выражены.

Краевые образования рассматриваемой лопасти представлены отдельными фрагментами и имеют напорный характер. Рельеф окрестностей Славгорода представляет собой пологоволнистую, реже всхолмленную поверхность с колебаниями высот от 130 м (урез воды в р. Сож) до 177—180 м. Краевая зона может быть подразделена на три подзоны (Гурский, Орешкин, 1978): напорную (основную), гряд водно-ледниковой аккумуляции (внешнюю), рельефа мертвого льда (оконтуривает первые две с юга).

Напорная подзона отличается большим количеством отторженцев девонских и палеогеновых пород, которые рядом геологов в 30-х годах принимались за коренные выходы пород. Отторженцы приурочены к невысоким (10—15 м) грядам, которые отчетливо выделяются в рельефе. Мощность отторженцев не превышает 7—10 м, по простиранию они прослеживаются на 100—150 м. По условиям залегания отторженцы напоминают чешуйчато-надвиговые структуры Сещинских гляциодислокаций (Орешкин, 1977). Мощность сожской морены здесь не более 1—2 м, она имеет отчетливую ляммелярную текстуру и перенасыщена щебнем доломита. Характерна закономерная ориентировка обломочного материала. По Ю. А. Лаврушину (1978), такие текстуры свидетельствуют об интенсивном движении льда над блоками смещенных пород. Ориентировка обломочного материала в морене свидетельствует о движении ледника с северо-запада.

Подзона гряд водно-ледниковой аккумуляции протягивается по линии деревень Лебедевка — Ржавка — Дубровка и представлена четко выраженными в рельефе узкими грядами, сложенными грубыми песками и галечниками с разнонаправленной перекрестной и косой слоистостью. С поверхности они перекрываются чехлом красно-бурой моренной супеси или глинистого песка. В плане система гряд выгнута к югу и подчеркивает активный край ледникового языка. Ширина ее не превышает 2—3 км. Следует отметить, что гряды, сложенные флювиогляциальным материалом, не только оконтуривают основную геоморфологическую подзону с юга, но также порой бывают связаны с напорными образованиями непосредственным переходом по простиранию. Следовательно, границы между первой и второй геоморфологическими подзонами довольно условны.

Сортированная слоистость отложений, слагающих гряды, надежно подтверждает их водный генезис. Форма и пространственное положение гряд позволяют предположить, что их происхождение связано с аккумулятивной деятельностью талых вод, протекавших по ледниковым трещинам.

К югу от подзоны гряд водно-ледниковой аккумуляции расположен пояс бугристо-мелкозападинного рельефа с многочисленными термокарстовыми западинами. Отдельные западины достигают 100—200 м в диаметре при глубине 1—2 м. Склоны их очень пологие. С поверхности эта подзона, в том числе и отдельные холмы, напоминающие камы, сложена песчаным материалом. Морена здесь расщепляется на два горизонта, верхний из которых выступает в виде отдельных пятен, приуроченных к повышенным участкам, а нижний представляет собой цоколь рельефа этой территории. Ориентировка обломочного материала, замеренная в нескольких обнажениях нижней (основной) морены, свидетельствует о движении льда с северо-запада и близка к ориентировке обломков в напорной подзоне. Важно отметить, что для этого участка характерен наклон галек навстречу двигавшемуся льду, что соответствует имеющимся представлениям о строении основной морены.

На основании изложенных материалов можно наметить следующую картину формирования краевых образований в районе Славгорода. Рельефообразующая роль Сожского ледника была в значительной степени предопределена строением коренных пород и экзарационной деятельностью предшествующих оледенений.

В трансгрессивную фазу сожского оледенения ледник относительно легко преодолел неровности подстилающего рельефа и продвинулся значительно южнее рассматриваемой территории. В самом начале деградации сожского ледникового покрова вдоль перегиба в кровле коренных пород, проходящего по линии Славгород — Кульшичи, заложилась зона трещиноватости, оконтуривающая активный ледниковый язык. Абсолютные отметки подошвы четвертичных отложений на этом участке достигают 140—145 м. На проксимальном склоне перегиба формировались напорные гряды, сложенные валунным суглинком с отторженцами доломитов. Здесь преобладало движение льда по плоскостям внутренних сколов. Южнее по трещинам, огибающим край активного льда, текли потоки талых вод, оставившие флювиогляциальный материал.

Возможно, отторженцы доломита были насажены на неровности доледникового рельефа еще в трансгрессивную фазу оледенения в связи с уменьшением несущей способности ледника по мере его продвижения к югу. В этом случае в эпоху деградации они сыграли роль дополнительного фактора, нарушавшего целостность ледникового покрова и предопределявшего положение границы между активным и мертвым льдом. Особенности рельефообразующей деятельности деградировавшего ледника при этом существенно не изменялись. Посаженные на грунт отторженцы обтекались быстро двигавшимся льдом относительно небольшой мощности, о чем свидетельствуют экзарационный характер контакта и лямеллярные текстуры в морене. Движение сохранившего активность льда приводило к временному перекрытию трещин в краевой зоне, благодаря чему в грядах водно-ледниковой аккумуляции встречаются моренные пропластки небольшой мощности. Иногда покров морены или псевдоморены сохраняется на склонах этих гряд. В южной части краевой зоны в это время под слоем абляционной морены и флювиогляциальных отложений захоронялись глыбы мертвого льда. Их медленное таяние обусловило строение своеобразного западинного рельефа самой внешней части описанной территории.

Следующим этапом деградации было заложение зоны трещиноватости в более северных районах, в результате чего Славгородская полоса краевых образований продолжала формироваться под покровом мертвого льда.

Морфология и строение Славгородской полосы конечноморенного рельефа свидетельствуют о том, что она формировалась на значительном удалении от границы предельного распространения льда сожского оледенения и соответствует группе «закрытых» краевых образований по классификации А. А. Асеева (1974). Эта точка зрения подтверждается и ориентировкой обломочного материала в основной морене, развитой к югу от напорных и аккумулятивных краевых гряд.

В районе г. Славгорода ледниковый язык продвигался по долине р. Сож на 20—30 км южнее краевых образований. В данном районе сожская и днепровская морены часто залегают практически на одних и тех же гипсометрических уровнях. В то же время по петрографическому составу галечного материала морены различаются очень четко.

Изучение фракции 2,5—5 см по 20 обнажениям (подсчитывалось не менее 100 образцов) показало, что в московской морене отношение количества галек осадочных пород к количеству галек пород магматических и метаморфических составляет 0,1—0,3; для днепровской морены этот показатель равен 0,5—0,7, а иногда даже 1—1,1. Таким образом, для района Славгорода отмечается та же особенность петрографического состава галечного материала московской морены, которая отмечалась и для Казуличской гряды.

Краевые образования в виде цепочек холмов и отдельных гряд прослеживаются от Славгорода к пос. Краснополье. В основании холмов, часто под маломощным делювием, вскрываются коренные породы.

Дальнейшее простирание краевой зоны намечается по отдельным коротким грядам субширотного простирания в направлении на г. Климовичи. Одна из таких гряд высотой 30—35 м отчетливо выражена в рельефе по левобережью р. Турьи. В строении ее и других таких же гряд участвуют отторженцы девонских и меловых пород. Морфологические особенности Климовичской зоны позволяют предполагать возможность ее формирования самостоятельным Сожским ледниковым потоком, отделявшимся от Днепровского примерно по линии Дубровно — Мстиславль — Климовичи. Однако для окончательного решения этого вопроса имеющихся данных недостаточно.

Борисовская лопасть приурочена к отчетливой замкнутой депрессии подошвы московской морены, которая здесь вскрывается на абсолютных отметках 130—140 м. Мощность морены редко превышает 10 м; вероятно, это связано с последующим размывом ее талыми ледниковыми водами, стекавшими по долине Березины. Лопасть ограничена зоной Смолевичских краевых образований, которые представляют собой чередование коротких гряд, не имеющих определенной ориентировки, и холмов, возвышающихся над днищами лопасти на 50—60 м. Сложены гряды и холмы преимущественно песчаным материалом, часто встречаются крупные валуны. У деревень Буды, Погулянки и в других пунктах встречаются озы, имеющие длину до 1 км при ширине 50—70 м и высоте 10—15 м, ориентированные в субширотном направлении. Сложены озы песчано-гравийным материалом, имеющим часто отчетливую слоистость типа русловой.

Существование Борисовской лопасти связано, видимо, с ошмянской фазой (стадией?) сожского оледенения.

При максимальном продвижении ледника могилевской стадии возникла Дрибинская лопасть, она располагалась от крутого изгиба Днепра у г. Могилева до г. Мстиславля. Рельеф ложа коренных пород в этом районе характеризуется сильной расчлененностью. В пределах Александрийской и Копысской ложбин ледникового выпахивания и размыва коренные породы вскрываются на 12—44 м ниже уровня моря. В то же время к востоку выделяется серия локальных поднятий (Дрибинское, Мстиславльское и др.), где субчетвертичный рельеф характеризуется абсолютными высотами 160—170 м. Здесь намечается ледораздел с Деснинским ледниковым потоком.

Поверхность домосковских отложений в пределах лопасти также характеризуется значительной расчлененностью. По подошве московской морены выделяются замкнутые депрессии и отчетливые поднятия, размах рельефа достигает 50—60 м. Показательно увеличение мощности морены до 30—40 м, т. е. максимальных значений в пределах всей Восточной Белоруссии.

В современном рельефе эта территория представляет собой Оршанско-Могилевскую платообразную равнину, сложенную с поверхности лёссовидными породами, максимальная мощность которых достигает 12—14 м (район г. Мстиславля). Абсолютные высоты поверхности равнины —200—240 м, над Центрально-Березинской равниной и территорией Полесья она воздымается на 40—60 м, отделяясь от этих геоморфологических областей четким уступом или пологим склоном.

В придолинных участках широко развит овражно-балочный рельеф. Особенностью поверхности равнины является широкое распространение суффозионных западин. Краевые образования данной лопасти развиты слабо. На отрезке Хиславичи — Мстиславль встречаются отдельные вытянутые в северо-западном направлении короткие (2—3 км) гряды или изометричные холмы, сложенные супесчаным материалом. У г. Мстиславля абсолютные высоты моренных холмов составляют 210—215 м, над долиной р. Вихры они возвышаются на 50—60 м. Западнее Мстиславля краевые образования протягиваются через деревни Усполье, Мальковка к верховьям р. Черной Натопы. На междуречье Прони и Баси моренные гряды развиты южнее Дрибина, у деревень Каменка,

Радомля, Горовцы. Здесь они также короткие (до 2—2,5 км), высотой 10—15 м. Отдельные гряды и холмы наблюдаются по правобережью Баси к верховьям Ресты и наиболее четко выражены у деревень Сугуи, Рыки, Сухари, Новое Кадино.

Напорный характер ряда участков краевой зоны особенно четко проявляется в гляциодислокациях, образующих сложную систему между г. Шкловом и пос. Копысь. Данная зона вскрывается в долине небольшой реки Марьянки — левого притока Днепра.

Возраст морены Мстиславльской лопасти подтверждается находками горецких (костромских) межстадиальных отложений в разрезах у д. Жюли Смоленского района и д. Соприновичи Горецкого района.

Моренные отложения могилевской стадии имеют преимущественно супесчаный и песчаный состав; для легкой фракции характерно резкое увеличение полевых шпатов.

Мстиславльская ледораздельная зона

Между Днепровским и более восточным Деснинским ледниковыми потоками находилась крупная ледораздельная зона, которую можно в дальнейшем именовать Мстиславльской (см. рис. 40). В целом этот участок краевых образований маркирует место сочленения Славгородского языка, описанного А. А. Асеевым (1974), с расположенными восточнее Криволесско-Шумячскими грядами. Ледораздельная зона имеет в общем субмеридиональную ориентировку, вытягиваясь вдоль линии Мстиславль — Красный и наследуя южную часть крупнейшего Рославльско-Городокского доледникового поднятия, выделенного Б. Н. Гурским (1974). В пределах этого поднятия выделяется несколько структур низшего порядка, среди которых необходимо отметить Петровичский (Соинский) выступ коренных пород. К этому выступу приурочены самые южные участки ледораздельной зоны. Петровичский участок ледораздела находится на междуречье Сожа и Остра, между г. Мстиславлем на западе и пос. Шумячи на востоке. Дочетвертичные (главным образом меловые) отложения залегают здесь на абсолютных отметках 175 м и выше, часто обнажаясь по берегам рек (возле сел Дубовицы, Палом и др.).

К Петровичскому поднятию приурочены ось Мстиславльской ледораздельной зоны и примыкающие к ней фланги конечноморенных гряд, которые были сформированы мелкими язычками льда, выжатыми со стороны Днепровского и Деснинского ледниковых потоков. Западнее ледораздела аккумулятивно-напорные гряды, сложенные дислоцированными гравийно-галечными отложениями, прослеживаются по правобережью Сожа и Вихры, возле деревень Ивановка, Лобковичи, устья р. Черной Натопы, а также южнее г. Мстиславля, пос. Ходосы. Полоса холмисто-грядового рельефа на этом участке вытягивается с востока на запад через деревни Красное, Мальковка, Каменка в направлении на города Чаусы и Могилев, сливаясь, таким образом, с краевыми образованиями могилевской стадии сожского оледенения, выделенной Б. Н. Гурским (1972). К востоку от ледораздела отчетливо выраженный пояс краевого рельефа прослеживается от пос. Петровичи через с. Студенец и Русское к пос. Шумячи и деревням Пустосел и Криволес и далее к г. Рославлю. Разрозненные участки холмисто-грядового рельефа распространены и южнее этой линии, по правобережью р. Остра.

Морфоскульптура южной части Мстиславльского ледораздела в целом отражает падение динамической активности льдов в дистальном направлении. Если к проксимальным склонам Петровичской возвышенности приурочены гряды преимущественно напорного и напорно-аккумулятивного генезиса, то южнее, в тыловой части ледораздела рельеф формировался в условиях омертвения и стагнации льда. Здесь, возле деревень Явкино и Зимонино, расположены обширные камовые поля, окружающие крупные термокарстовые западины, ныне сильно заболо-

ченные. Относительное превышение камов над окружающей равниной составляет 15—20 м, они сложены сортированным слоистым средне- и мелкозернистым песком с прослоями гравия и гальки. Комплекс холмисто-западинного рельефа включает в себя широкие сквозные ложбины стока с плоскими днищами, которые соединяют долины Остра и Сожа на уровне 170—175 м абсолютной высоты. Урез воды в этих реках ныне находится на абсолютной отметке менее 150 м.

В осевой части ледораздельной зоны иногда встречаются возвышенные платообразные поверхности, сложенные озерно-ледниковыми глинами и суглинками буровато-коричневого цвета. Мощность этих отложений обычно не превышает 2—3 м, они перекрывают возвышенные участки рельефа и, видимо, формировались в небольших внутриледниковых бассейнах, возникших в период омертвения льдов.

История деградации ледника на этой территории отразилась не только в закономерной смене рельефа различного генезиса по площади, но и в строении толщи четвертичных отложений. Если в нижних частях обнажений в морене фиксируются следы динамически активного состояния льдов (текстуры захвата подстилающих отложений, надвиги, небольшие гляциодиапиры и пр.), то вверх по разрезу ледниковые отложения сменяются флювиогляциальными, и признаков ледникового давления уже не наблюдается. О том, что первоначально льды московского возраста на территории Мстиславльского ледораздела имели несомненно активный характер, свидетельствует наличие возле г. Кричева крупного отторженца пластичных дочетвертичных глин.

Проксимальные склоны ледораздельной возвышенности, как уже упоминалось, оконтурены морфологически четко выраженными грядами, строение которых свидетельствует о ведущей роли активного льда в их формировании. Одним из наиболее ярких примеров образований подобного рода является крупный угловой массив, расположенный в 3 км восточнее пос. Петровичи, между деревнями Гороватка и Оргино. Он представляет собой сочлененные под острым углом дугообразные гряды, длина каждой из которых превышает 3 км при ширине 200—300 м и относительной высоте до 25—30 м. Острие угловой морены напора направлено на северо-восток, навстречу наступавшему Остерскому ледниковому языку Деснинского потока. В строении этой формы рельефа ведущую роль играет гравийно-галечный и песчаный материал, несущий на себе следы активного давления ледника. Первичная слоистость отложений разбита гляциодинамическими текстурами сколов, взбросов и надвигов. Валунный материал местами чрезвычайно плотно сбит в валунном суглинке, так что стенка разреза напоминает крепостную стену, сложенную из «дикого камня». Отдельные валуны известняка расколоты, и по плоскостям скола вбит переуплотненный моренный мелкозем.

Пространственное сочетание форм рельефа различного генезиса в пределах южной части Мстиславльского ледораздела отражает различные этапы эволюции ледниковых лопастей, сочленявшихся на этом участке. По мере омертвения и отступания льдов на ледоразделе все бóльшую роль играли аккумулятивные формы рельефа, которые, однако, могли перестраиваться под влиянием повторных подвижек ледникового края.

Сток от дистальной части ледораздела осуществлялся на юг и юго-запад. Южнее устья р. Остра, по левобережью р. Сожа развиты покровные песчаные отложения до 4—5 м мощностью, в строении которых наблюдается уменьшение размерности частиц в дистальном направлении от грубозернистых песков с галькой в карьере возле д. Прудок Кричевского района до чистых мелкозернистых песков в карьерах, расположенных западнее г. Климовичи. На этой территории формировался веерообразный зандр, берущий свое начало у дистального конца ледораздельной полосы, в месте сочленения двух ледниковых лопастей. В юж-

ном направлении зандр постепенно «втягивается» в долину р. Сожа, по которой осуществлялся отток талых вод.

Северная часть ледораздельной зоны изучена хуже. Она прослеживается в виде полосы пологоволнистого и, местами, холмистого рельефа по правобережью р. Сожа, возле деревень Бротковая, Большие Хутора, западнее пос. Монастырщина, возле пос. Красный, у с. Маньково.

В районе пос. Красный аккумулятивно-напорный ледниковый рельеф выражен весьма отчетливо и представлен округлыми холмами, сложенными 20—30-метровой толщей гравийно-галечных отложений со следами гляциодислокаций. Холмы достигают относительной высоты 20—25 м, они разделяются замкнутыми понижениями и ложбинами стока, днища которых освоены современной эрозионной сетью. Отчетливой линейной ориентировки форм рельефа здесь не наблюдается. Ледниковая морфоскульптура этого участка сформировалась в смоленско-вяземскую фазу деградации московского ледникового покрова, которая соответствует ошмянской фазе сожского оледенения (Гурский, 1974).

Севернее, на правобережье Днепра, продолжение Мстиславльского ледораздела перекрывается краевыми образованиями валдайского оледенения.

Деснинский ледниковый поток

Деснинский ледниковый поток обособился между Мстиславльским и Вяземским ледоразделами и продвигался на юг по Вопьско-Остерской зоне доледниковых депрессий, выделенной П. Г. Шевченковым (1963). Это понижение прослеживается также и в домосковском рельефе. Западная граница Деснинского потока проходила приблизительно по линии Мстиславль — Красный, наследуя пологое поднятие поверхности коренных пород. С востока он был ограничен обширной зоной высокого залегания дочетвертичных отложений, развитой на северо-западном выступе Воронежской антеклизы. Его восточная граница прослеживается от Барятинского поднятия до Вяземской возвышенности и далее на северо-северо-запад. Ширина потока составляла 150—200 км.

Бóльшая часть территории, покрывавшейся этим потоком, в современном рельефе представляет собой западную часть Смоленско-Московской возвышенности. Лишь сравнительно небольшие участки приурочены к долинам крупных рек: Сожа, Днепра, Десны.

В целом доледниковый рельеф в пределах потока имеет относительно выровненный характер: абсолютные отметки 160—180 м в центральной части и до 200 м по краям.

Максимальных пределов распространения Деснинский поток достигал в своей западной части, наследующей Брянско-Рославльскую погребенную долину, описанную С. М. Шиком (1960б). На этой территории граница льдов протягивается большинством авторов от г. Климовичи вдоль левобережья р. Ипути до нижнего течения р. Вороницы, затем по северным склонам Кочевской гряды (Погуляев, 1955; Исаченков, 1965; Асеев, 1974).

Далее на восток эта граница предельного распространения московского ледникового покрова в этом районе традиционно проводится по линии Милеево — Бетлица — Киров — Барятино. Однако еще Н. С. Миллер (1968) предлагала опустить границу московских льдов несколько южнее, в пределы Брянской области. Анализ аэрофото- и космических материалов, проведенный авторами, позволил подтвердить и несколько уточнить эту точку зрения. Не очень ясно выраженные краевые формы, оконтуривающие гляциодепрессии, отмечаются у ст. Дубровка, г. Дятьково, в верховьях р. Рессеты. Здесь, вероятнее всего, и следует проводить границу московских льдов. Край ледникового покрова имел здесь «языковатый» характер. Примечательно, что направление движения льдов в этих языках было на юг и частично на юго-запад, что скорее всего было связано с характером дочетвертичного ложа. Важно отме-

тить, что об отгибании льдов Деснинского потока на юг и юго-запад свидетельствует и анализ ледникового разноса обломков местных пород а также ориентировка гальки и гравия в морене (Орешкин, 1979). От Рославля на Брянск проходит крупная доледниковая долина с абсолютными отметками кровли дочетвертичных отложений 100—120 м, тогда как севернее абсолютные отметки ложа были выше (190—200 м). Эта долина была значительно расширена и углублена в окскую и особенно днепровскую ледниковые эпохи за счет выпахивающей деятельности ледников (Погуляев, Шик, 1972). Таким образом, здесь были созданы благоприятные условия для продвижения московских льдов в южном и юго-западном направлениях.

Для уточнения положения границы московского ледникового покрова требуется проведение гляциоморфологических и литологических исследований, в том числе изучение петрографического состава и ориентировки длинных осей валунов, включенных в основные морены, развитые южнее традиционной границы московского ледникового покрова.

В пределах Деснинского потока отчетливо выделяется несколько полос краевых образований. Южнее широты г. Смоленска краевые образования выделялись Д. И. Погуляевым (1955), М. И. Лопатниковым и С. М. Шиком (1962), П. Г. Шевченковым (1963), В. А. Исаченковым (1965), Б. Н. Гурским (1972) и другими исследователями. Самой южной из хорошо морфологически выраженных является Криволесско-Шумячская краевая зона, расположенная несколько севернее границы предельного распространения льдов и, по Д. И. Погуляеву (1955), соответствующая фазе «длительного стояния» московского ледника. В 50—60 км севернее расположена Беликско-Ельнинская полоса краевых образований, маркирующая следующий этап отступания ледника. И, наконец, вдоль левого берега Днепра от г. Смоленска до г. Дорогобужа вытянулся пояс краевых ледниковых образований, соответствующий ошмянской фазе деградации московских льдов, выделенной Б. Н. Гурским (1974). А. И. Спиридонов (1972) считает этот пояс краевого рельефа основным для московской ледниковой эпохи. Севернее и северо-западнее, на правобережье Днепра, краевые образования Деснинского потока выражены менее четко, а севернее линии Рудня — Смоленск — Пречистое — Белый они перекрыты отложениями валдайского оледенения (рис. 44, стр. 108).

В криволесский (первый) этап стабилизации московского ледникового покрова, последовавший за его максимальным продвижением на юг, край ледника имел серию языков. С запада на восток выделяются: Остерский, Сещинский, Присмарский, Снопотский и Ужатский языки. Наиболее хорошо изучены четко выраженные в рельефе краевые формы Остерского языка, которые в виде широкой дуги протягиваются от пос. Петровичи через пос. Шумячи и д. Криволес к г. Рославлю. Эти гряды, на 25—30 м возвышающиеся над окружающей равниной, сложены песчано-гравийным материалом, сохранившим следы водной слоистости и сортировки, но иногда сильно дислоцированным и содержащим внедрения валунного суглинка. Длина гряд достигает нескольких километров при ширине 300—700 м. Мощность песчано-гравийно-галечной толщи местами превышает 40 м. Участки аккумулятивного рельефа соседствуют с глубоким размывом четвертичных и более древних отложений. Переуглубленные ложбины по простиранию часто повторяют плановые очертания гряд.

Большинство исследователей (Исаченков, 1965; Салов, 1968; Лехт, Орешкин, 1978) признает большую роль талых ледниковых вод в формировании краевых образований этой территории. В то же время такие следы динамического давления, как наличие крупных гляциопротрузий, смятие и нарушение первичной слоистости, изгиб гряд в южном направлении и пр., свидетельствуют о существенном воздействии активных льдов на формирующиеся гряды. Скорее всего, образование Криволесско-Шумячского комплекса краевых форм проходило на контакте актив-

ного и мертвого льда, в зоне повышенной трещиноватости, освоенной потоками талых вод, но одновременно испытывающей давление ледниковых масс, расположенных севернее и сохранивших активность.

Через Рославльский ледораздельный массив (ледораздел второго порядка), имеющий субмеридиональное простирание и наследующий выступ коренных пород, краевые образования Остерского языка переходят в конечноморенные гряды Сещинского ледникового языка, расположенного восточнее. Сещинский язык унаследовал крупную дочетвертичную ложбину юго-восточного простирания, которая была расширена и углублена предшествующими оледенениями (Погуляев, Шик, 1972). Этот ледниковый язык, по мнению А. А. Асеева (1974 и др.), отличался относительно пассивным характером. так как действовал в рамках уже существовавшего рельефа. Он оставил после себя отдельные аккумулятивные краевые образования возле деревень Слаговка, Цыгановка и др. Они сложены 20—25-метровой толщей песка и гравия с редкими прослоями морены и в виде изометрических или овальных холмов на 12—15 м возвышаются над окружающей равниной. На флангах языка формировались аккумулятивно-напорные конечные морены, в которых наряду с песчано-гравийными отложениями участвуют инъекции моренного суглинка, нарушающие первичную слоистость отложений. Примером образований подобного рода могут послужить холмы возле д. Б. Кошкино (западный фланг языка) и гряда близ д. Хортовка (его восточный фланг). Д. И. Погуляев (1956), описывая строение северной части Асельской гряды, предполагает московский возраст краевых образований, венчающих днепровский цоколь гряды. Абсолютная высота Асельской гряды (московской аккумулятивной конечной морены) — 291,2 м. В верхней части она сложена 25—30-метровой толщей валунных песков. Учитывая, что днище гляциодепрессии имеет абсолютные отметки 190—195 м, можно предполагать довольно значительную мощность Сещинского ледникового языка на этой территории. В связи с этим вновь встает вопрос о его пассивном или активном динамическом состоянии и, соответственно, о возможном участии московских льдов в формировании Сещинских гляциодислокаций.

Двучленное строение краевых ледниковых образований, состоящих из напорного цоколя и насаженных на него аккумулятивных форм, было хорошо продемонстрировано и объяснено с генетической точки зрения А. Б. Басаликасом (1963), А. А. Асеевым (1974) и многими другими исследователями. Краевые образования московского ледникового покрова не являются исключением из этого правила. Лихославльская, Клинско-Дмитровская, Угличско-Борисоглебская и многие другие конечноморенные гряды заведомо московского возраста несут на себе следы, с одной стороны, динамического давления ледника (гляциодислокации, отторженцы, морены со следами кливажа), а с другой стороны, на них широко распространены наложенные формы, явно образовавшиеся в условиях мертвого льда. Следовательно, есть основания предполагать, что и Сещинский морфоскульптурный комплекс, состоящий из чешуйчатонадвиговых дислокаций и перекрывающих их озово-камовых образований, мог сформироваться в течение одной (московской?) ледниковой эпохи, но в разные фазы развития ледника — трансгрессивную и регрессивную. Гляциоморфологические данные свидетельствуют как будто в пользу московского возраста дислоцированной полосы — типичные московские Криволесско-Шумячинские краевые образования по простиранию закономерно переходят в гряды, сложенные отторженными коренными породами. Этого факта, однако, недостаточно для того, чтобы уверенно говорить о том, что Сещинские напорные гряды были сформированы московским ледниковым покровом.

По вопросу о возрасте Сещинских гляциодислокаций существует несколько точек зрения. Д. И. Погуляев и С. М. Шик (1972) считают, что Сещинская ложбина ледникового выпахивания была заложена еще в окское время, решающим образом перестроена под давлением Днепро-

вского ледника и заполнена осадками в течение рославльского межледниковья и московского оледенения. Такой же точки зрения придерживаются В. А. Исаченков (1965) и ряд других исследователей. А. А. Асеев (1974) полагает, что субмеридиональная Асельская гряда, вытянутая вдоль восточного борта Сещинской ложбины, сформировалась в максимальную стадию днепровского оледенения, а субширотная Кочевская гряда, оконтуривающая ложбину с юга, возникла несколько позже в результате давления обособившегося в депрессии Сещинского ледникового языка. Рославльская же гряда, расположенная на западном борту гляциодепрессии, с его точки зрения, была сформирована главным образом московскими льдами, ограниченными рамками днепровского ледникового рельефа.

Проблема возраста этого дислоцированного пояса приобретает особую важность в связи с тем, что в ложбине, оконтуренной Сещинскими грядами, залегает толща рославльских межледниковых отложений, стратиграфическое положение которых служит предметом острой дискуссии. Если рославльские озерные слои не представляют собой ледникового отторженца (а Л. Н. Вознячук, 1967 и др., указывает на большую вероятность этого явления), то, очевидно, они могли сформироваться только позже Сещинских дислокаций, так как они заполняют гигантскую ледниковую рытвину, из которой льдом были выжаты блоки юрских, меловых и палеогеновых пород (Погуляев, Шик, 1972). Именно эти блоки, приподнятые ледником на несколько десятков метров над уровнем нормального залегания, слагают Асельскую и Кочевскую гряды напора. Вряд ли возможно представить себе такой механизм экзарации, при котором на дневную поверхность выводились коренные породы, а более молодые рославльские отложения оставались нетронутыми.

Отсюда следует, что, допустив московский возраст Сещинских гляциодислокаций, приходится либо признать послемосковский возраст рославльской толщи, либо согласиться с тем, что она залегает в отторженном состоянии. Большинство специалистов, однако, считает, что имеющийся фактический материал можно объяснить проще, исходя из днепровского возраста гляциодислокаций и днепровско-московского возраста рославльских слоев (Шик, 1960б и др.; Погуляев, Шик, 1972; Гурский, 1974; и др.). Вместе с тем и эта концепция не может считаться неуязвимой.

Таким образом, дальнейшее изучение Сещинского морфоскульптурного комплекса, с точки зрения его возможной увязки с краевыми образованиями московского ледникового покрова, представляет собой не только актуальную палеогляциологическую задачу, но перерастает в важную стратиграфическую проблему. Для ее решения необходимы новые данные, касающиеся прежде всего литологии моренных отложений, перекрывающих и подстилающих линзу рославльских отложений.

Восточнее Сещинской дислоцированной полосы в московскую ледниковую эпоху существовал Присмарский ледниковый язык, который отделялся от Сещинского языка ледоразделом, наследующим северную часть Асельской гряды. В отличие от Сещинского языка, наступавшего с северо-запада, Присмарский ледник в дистальной части отгибался на юго-запад, чему способствовала крупная доледниковая ложбина, вытянутая в субширотном направлении. Краевые образования, оконтуривающие Присмарский ледниковый бассейн, приурочены к южному борту ложбины (Осовикскому поднятию Д. И. Погуляева). Они представлены пологими овальными холмами, вытянутыми с запада на восток, и прослеживаются в районе деревень Караковичи, Алтуховка, Прилепы, Лавровка. На этом участке р. Десна, петляя между конечноморенными грядами и холмами, образует крупные субширотные меандры необычной «прямоугольной» конфигурации. Дочетвертичные породы здесь и южнее залегают со смещением, вследствие чего у д. Алтуховка в береговом обрыве обнажаются черные юрские глины, которые в нормальных стратиграфических условиях должны были бы залегать на 40 м ниже.

Дислоцированные юрские глины и глауконитовые пески сеноман-альбского возраста обнажаются в оврагах возле с. Осовик.

На левобережье р. Десны краевые образования Присмарского языка сочленяются с меридионально ориентированным Крапивенским ледоразделом. Он имеет вид пологоувалистой гряды длиной 10—12 км при ширине до 3—4 км. Абсолютные отметки его вершин не превышают 225 м — значительно меньше, чем на Асельской гряде. Над окружающей равниной ледораздел возвышается всего на 15—20 м.

Расположенный к востоку от Крапивенского ледораздела Снопотский ледниковый язык не отличался активностью. Он оставил маломощную морену, выстилающую гляциодепрессию, и небольшие изометрические, реже грядообразные формы рельефа мертвого льда. Обычно это пологие плосковершинные холмы с относительными высотами до 7—10 м, сложенные слоистыми средне- и грубозернистыми песками с незначительной примесью гравия. В качестве примера можно упомянуть рельеф левобережья р. Снопоти к югу от пос. Кузминичи. Ориентировка обломочного материала в московской морене, замеренная в небольших карьерах у Кузминичей и южнее, свидетельствует о движении Снопотского ледникового языка в юго-восточном направлении, что отличает его от расположенного западнее Присмарского языка.

На востоке пассивный и рано омертвевший Снопотский язык через Верхнеболвинский ледораздел граничил со значительно более активным Ужатским выводным ледником. Гляциодинамическое различие определялось значительно более сложными условиями, в которых протекала рельефообразующая деятельность Ужатского ледника. Он обособился между Спас-Деменским и Барятинским дочетвертичными поднятиями, продвинувшись по Ужатской депрессии до северо-западных склонов Мещовского ополья. Здесь, встретив крутой (до 220 м абс. высоты) уступ коренных пород, ледниковый язык сформировал отчетливо выраженную Занозинскую конечноморенную гряду, сложенную в основном валунными суглинками с линзами песчано-гравийного материала. В строении Занозинской гряды отторженцы дочетвертичных отложений пока не отмечены, хотя их наличие вполне вероятно.

В восточной части гряда достигает в высоту 30—40 м (абс. отметки до 265 м) и имеет отчетливо выраженные линейные очертания. Вытянута она с юго-запада на северо-восток. В этом направлении ее высота постепенно увеличивается. На юго-западном фланге она распадается на отдельные небольшие холмы высотой до 18—20 м. Обращает на себя внимание фестончатое строение гряды в плане, отражающее расчленение Ужатского ледникового языка на несколько мелких выступов, разделенных локальными ледоразделами.

Простирание гряды и ориентировка вторичных ледоразделов показывают, что на этом участке льды продвигались в юго-восточном направлении. Моделировка описанного морфоскульптурного комплекса завершалась при активном участии талых ледниковых вод и мертвого льда, сформировавших песчаные холмы, гряды и огромные ложбины стока, которые на 15—20 м врезаны в коренные породы и заполнены 50—60-метровой толщей гравийно-галечных отложений. Занозинские гряды на востоке примыкают к Вяземскому ледоразделу. Полосу краевых образований, сформировавшуюся в следующий этап отступания московского ледникового покрова, В. А. Исаченков (1965) предлагает именовать Беликско-Ельнинской. Б. Н. Гурский эти краевые формы сопоставляет с могилевской стадией сожского оледенения (Гурский, 1972).

Беликско-Ельнинская зона краевых образований протягивается от Мстиславльской ледораздельной зоны в направлении на г. Починок, а далее на города Спас-Деменск и Мосальск. И на этом этапе стояния ледника его край был фестончатым. Вся западная часть этой полосы (до Починка) характеризуется нечетко выраженными, невысокими разобщенными грядами или цепочками холмов. Ближе к Мстиславльскому ледоразделу наблюдаются формы рельефа, морфологически лучше вы-

раженные. В их сложении принимает участие главным образом песчано-галечный материал, мощность которого превышает 10 м.

Меридионально ориентированная Днепровско-Деснинская ложбина, выделенная еще А. П. Ивановым (1915а), предопределила формирование Хмарского ледникового языка, который был прямым наследником Сещинского языка предыдущего этапа. Хмарский ледниковый язык имел довольно пассивный характер и оставил после себя немногочисленные аккумулятивные краевые образования, среди которых можно отметить пологие холмы возле д. Хицовка на левобережье р. Хмары и холмисто-западинный рельеф, распространенный несколько западнее. Положение гляциодепрессии подчеркивается крупной излучиной, которую в этом месте делает р. Хмара, круто выгибаясь к югу. Д. И. Погуляев первым обратил внимание на эту особенность речных долин Смоленской области, отметив, что аналогичные изгибы Днепра, Остра, Б. Навли и некоторых других рек оконтуривают внутренний край подковообразных конечноморенных дуг. Это явление он именовал «свисанием» речных долин и подчеркивал его диагностическое значение для изучения ледникового рельефа.

На юго-восточном фланге Хмарского языкового бассейна развит более выразительный краевой рельеф, представленный крупными грядообразными формами возле с. Климщино. Простирание гряд в этом районе, а также ориентировка обломочного материала в морене говорят о движении ледниковых масс с северо-запада.

Через Климщинский ледораздел Хмарский ледниковый язык граничил с Беликским языком, который сформировал системы массивных аккумулятивно-напорных гряд. Абсолютная высота Беликских краевых форм достигает 250—260 м, а превышение над расположенной севернее гляциодепрессией — 40—60 м. Языковый бассейн местами сильно заболочен. В строении холмисто-грядового рельефа преобладают песчано-гравийно-галечные флювиогляциальные отложения. На так называемой Сычевой горе (юго-восточнее с. Климщино) мощность песков достигает 25—35 м. В небольшом карьере у д. Белик пески дислоцированы — скручены и поставлены «на голову», что говорит о напорной переработке первоначально аккумулятивного рельефа.

Отроги Беликских гряд, постепенно затухая, прослеживаются далее на северо-восток и через междуречье Стряны и Десны тянутся по направлению к г. Ельне, где они причленяются к Ельнинскому ледоразделу. До настоящего времени рельеф района Ельни служит предметом дискуссий. Еще А. М. Жирмунский (1932), изучавший рельеф этого района, ввел понятие «Ельнинский узел». Анализ карты структуры московского ледникового покрова на прилегающие к г. Ельне районы позволяет выделить здесь Ельнинский ледораздел (ледораздел II или III порядка), который представляет собой относительно сложно построенную гряду, протягивающуюся от верховьев р. Угры к верховьям р. Ужа, через г. Ельню, а также, как указывает А. А. Асеев (1974), через Порубань и Каменец. В южной части гряда имеет 20—30 м относительной высоты, сложена грубозернистым песком с крупным обломочным материалом, инъецированным снизу крупными внедрениями валунного суглинка. Характерной чертой этой гряды является наличие большого количества крупных кристаллических валунов до 2 м в поперечнике, среди которых попадаются валуны выборгитов и сопутствующих им пород. Мощность четвертичных отложений здесь местами увеличивается до 80—90 м.

К востоку от ледораздела тянется многократно упоминавшаяся в литературе Спас-Деменская гряда. Как и расположенная южнее более древняя Занозинская гряда, она приурочена к одному из уступов коренных пород на северо-западном склоне Среднерусской возвышенности. Дочетвертичный цоколь Спас-Деменской гряды достигает 200 м абсолютной высоты, а относительная высота уступов коренных пород здесь около 20 м (от 180 до 200 м абсолютной высоты). Мощные ледниковые накопления повысили отметки рельефа на этом участке до 260—270 м,

а иногда и более. Над прилегающей гляциодепрессией конечноморенные гряды возвышаются на 50—60 м, причем их проксимальные склоны весьма круты. Сложена Спас-Деменская гряда прихотливо переслаивающимися моренными суглинками, гравийно-галечными отложениями, песками различной зернистости и даже алевритами. В целом преобладают гравий и галька, содержание которых часто превышает 50%. Многочисленные карьеры, вскрывающие строение гряды, позволяют судить об относительно спокойном характере напластования пород. Гляциодиапировые внедрения встречаются здесь ограниченно.

Поверхность конечноморенной гряды расчленена поперечными ложбинами стока, днища которых залегают на абсолютных отметках около 230 м. Встречный наклон коренных пород заставлял оттекать талые воды по внутренним каналам на восток и северо-восток, в бассейн Пра-Угры, выделенный С. М. Шиком (1960б, 1961). На северном склоне Спас-Деменской гряды берут начало реки Ворона и Пополта. На восточном фланге описанная дуга краевых образований сочленяется в районе г. Мосальска с крупной Вяземской ледораздельной зоной, которая подчеркивает положение границы Деснинского потока и Угранского ледникового потока в беликский этап деградации ледника.

Несколько севернее описанных цепочек краевых образований расположена зона конечноморенной аккумуляции московского ледникового покрова, названная Д. И. Погуляевым и В. А. Исаченковым (1963) Глинковско-Магарецкой. Она протягивается от Смоленска по левобережью Днепра к ст. Рябцево, д. Магарецкая Слобода, ст. Глинка, г. Дорогобужу и далее к г. Вязьме. На этой территории проводят свой «третий» пояс краевых образований москового оледенения М. И. Лопатников (1961) и С. М. Шик (Лопатников, Шик, 1962), а А. И. Спиридонов (1972), А. А. Асеев (1974) для обозначения этой геоморфологической зоны употребляют термин «основной пояс» московских краевых образований.

Северо-восточным продолжением Глинковско-Магарецких краевых образований, как справедливо заметил А. А. Асеев (1974), является не Спас-Деменская гряда, как считают Е. П. Заррина и И. И. Краснов (1965), а краевые образования, развитые по правобережью Днепра и Осьмы (между Дорогобужем и Вязьмой). Глинковско-Магарецкая полоса конечноморенных образований венчает довольно пологое поднятие коренных пород, абсолютные отметки которых редко превышают 190 м (в среднем 160—180 м). Четвертичные отложения этой зоны по мощности достигают 70—80 м, в местах интенсивной межлопастной аккумуляции увеличиваясь до 100—110 м. Характерно, что наиболее возвышенные участки современного рельефа находятся несколько севернее гребня дочетвертичного цоколя. Это означает, что наиболее интенсивная ледниковая аккумуляция шла на склонах поднятия, обращенных навстречу ледовым массам. Аналогичная особенность свойственна и описанным ранее Занозинской и Спас-Деменской грядам.

Главный пояс конечноморенной аккумуляции состоит из многочисленных мелких ледниковых языков. Восточнее Смоленска выделяются краевые образования крупного Рябцевского выводного ледника. Сформированная им гляциодепрессия оконтуривается излучиной Днепра на участке Смоленск — Соловьево. На востоке Рябцевский ледниковый язык соседствовал с узким Устромским выводным ледником, зажатым между Доброминским и Дорогобужским ледоразделами.

При сравнении Глинковско-Магарецкой полосы краевых образований с расположенными южнее конечноморенными поясами бросается в глаза ее большая ширина, сложность строения, преобладание напорных гряд над чисто аккумулятивными. В строении гряд существенную роль играют валунные суглинки, мощность которых порой превышает 40 м. Характерной чертой, позволяющей отличить Глинковско-Магарецкие краевые образования, является значительное количество отторженцев дочетвертичных пород, которые, как уже говорилось, мало известны

в более южных краевых грядах московского возраста. Выразительные гляциодислокации обнаружены Д. И. Погуляевым в черте Смоленска — в оврагах Чертов Рог, Волок, Мавринский. Крупные нарушения в залегании меловых пород с амплитудой до 60 м описаны им (Погуляев, 1935) у ст. Глинка, а также в долине Днепра, близ деревень Белая Грива и Шилово. В работе 1955 г. этот же автор, ссылаясь на данные В. М. Вересовой, указывает на наличие морен напора, осложненных оторженцами, непосредственно у ст. Глинка. Большая динамическая активность ледника, однако, не означала снижения рельефообразующей роли мертвых льдов и талых вод, отложения которых широко представлены в строении краевых форм. «Озоподобные» флювиогляцигенные гряды, наложенные на цоколь из напорных морен, встречаются возле деревень Немково, Талашкино, Сельцо, Домбрино (Суборовская гора). Д. И. Погуляевым (1955) они описаны на междуречье Устромы и Волости (в районе Доброминского ледораздельного массива) возле деревень Самодуровка, Елга, Кучерова, Погибалова. Интересно, что здесь гряды вытянуты с северо-запада на юго-восток, совпадая с осью ледораздельной зоны, и, таким образом, представляют собой флювиогляцигенный аналог радиальной краевой морены.

Меридионально ориентированные ложбины стока, днища которых имеют абсолютные высоты около 210—215 м, рассекают Глинковско-Магарецкую полосу краевых образований, свидетельствуя о стоке талых вод в южном направлении. К днищам ложбин приурочены полностью заросшие и заторфованные озерные котловины, достигающие 1—1,5 км в диаметре (озеро Кошелево и др.). По этим ложбинам ледниковые воды сбрасывались в долины Сожа, Десны, Угры и оттекали на юг, формируя третью аллювиально-флювиогляциальную террасу этих рек (Шик, 1961; и др.).

К северу от долины Днепра и до границы валдайского оледенения выделяется несколько краевых образований, маркирующих положение края отступающего ледникового покрова на этой территории. До настоящего времени эти краевые образования остаются наименее изученными. Они протягиваются посередине равнины основной морены, в основном с юго-запада на северо-восток. Наиболее крупными из них являются гирлянды холмов, реже небольших гряд, окаймляющих гляциодепрессии, некоторые из которых заболочены.

Характер простирания описанных в литературе краевых образований, начиная от Глинковско-Магарецкой зоны краевых образований, позволяет на территории рассматриваемого потока выделить в составе ледникового покрова две лопасти: западную — Духовщинскую и восточную — Вопьскую, которые можно проследить вплоть до границы валдайского оледенения. Межлопастной ледораздел проходит от г. Ельни на северо-запад, на г. Сафоново, а далее примерно на пос. Пречистое. Духовщинская лопасть занимала главным образом Духовщинское высоко поднятое (более 200 м) плато — моренную равнину, перекрытую покровными суглинками. Однако в ее пределах наблюдаются фрагменты краевых образований — следы ледниковых языков различного размера. На их сочленениях имеются небольшие ледниковые массивы, рельеф последних холмистый, абсолютные высоты достигают 260—280 м. Именно с этих высот начинаются такие реки, как Хмость, Гобза, Ельша и др. Наиболее четко краевые образования встречаются в районе г. Духовщина и по правобережью р. Хмость, к западу и востоку от г. Ярцево.

По правобережью Днепра, между Смоленском и Ярцево, на участке высоко поднятых коренных пород наблюдается большое количество глубоких ложбин стока, одну из которых наследует р. Хмость.

Что касается более восточной Вопьской лопасти, то ее возникновение наметилось, по-видимому, после образования Спас-Деменских краевых форм. Однако окончательное оформление ее произошло позже. В пределах этой лопасти, севернее Днепра, четко выражены три полосы краевых образований, которые в свою очередь повторяют ее край, оконтури-

вая при этом крупные выделяющиеся в рельефе гляциодепрессии. Одна из гляциодепрессий расположена в пределах верхнего течения р. Вопь. Слабая изученность гляциоморфологических особенностей этой территории не позволяет проводить реконструкцию динамики Деснинского потока в его северной части. В пределах всего потока, особенно в южной части, широкие пространства были заняты зандровыми равнинами, примыкающими к Глинковско-Магарецким, Спас-Деменским и другим краевым зонам. Этому способствовал уклон доледникового рельефа на юг. У края лопасти зандровые равнины снижаются, трансформируясь по крупным рекам (Десне, Снопоти и др.) в долинные зандры. Следует подчеркнуть, что озерно-ледниковые водоемы в пределах этого потока встречаются редко, так как сток талых ледниковых вод осуществлялся по огромному количеству ложбин стока. Современная речная сеть в значительной мере наследует эти ложбины, в том числе Днепр (на отдельных участках), Десна и их притоки.

Вяземская ледораздельная зона

Несмотря на преобладающую тенденцию к тектоническому опусканию, которую испытывали центральные районы Русской равнины в среднем плейстоцене (Шик, 1961; Шевченков, 1963; Гурский, 1974; Асеев, 1974), некоторые морфоструктуры на этой территории сохранили относительно стабильное положение. Это относится прежде всего к южной части Карбонового плато, которое наследовало крупный структурный выступ платформенного чехла на северо-западной оконечности Среднерусской возвышенности. Предполагается, что в среднечетвертичное время здесь существовала субмеридионально ориентированная полоса относительно повышенного рельефа. Эта полоса отчетливо прослеживается и при анализе современной поверхности дочетвертичных отложений. Она вытянута приблизительно вдоль линии Думиничи — Барятино — западнее Вязьмы. Доледниковая возвышенность достигает здесь высоты 200—220 м над уровнем моря; над выделенными С. М. Шиком (1960б) низинами Пра-Десны и Пра-Угры, расположенными соответственно западнее и восточнее ее, она возвышается на 60—80 м, а местами и более.

В эпоху наступания московского ледникового покрова западная часть Карбонового плато была унаследована ледораздельной зоной первого порядка, разделявшей Деснинский и Угранский ледниковые потоки. В дальнейшем эту зону мы будем именовать Вяземской. Ее осевая часть вытянута от г. Барятино через Вяземскую возвышенность в северо-северо-западном направлении на пос. Днепровское, Оленино и до Селижарово, Селище. К этой полосе приурочены наибольшие отметки современного рельефа, вследствие чего она служит водоразделом между притоками Западной Двины и Волги.

В период максимального распространения московских льдов территория ледораздела полностью перекрывалась ими, о чем свидетельствует повсеместное развитие здесь московской морены. К этому отрезку времени относится формирование Мосальского углового массива, расположенного несколько севернее предельной границы ледника, между г. Барятино и г. Мосальск. Коренные породы залегают здесь на абсолютных отметках 200—205 м. Повышенное положение террасовых уровней протекающих здесь рек говорит о тенденции к тектоническому поднятию, которую испытывает этот участок в настоящее время. Этот вывод подкрепляется и данными повторных нивелировок (Мещеряков и др.— Карта современных вертикальных движений..., 1973). В рельефе межлопастная возвышенность представляет возвышенное холмистое плато в виде огромного треугольника, сужающегося к северу. Здесь широко развиты изометрические холмы с довольно крутыми склонами, сложенные песчано-гравийными отложениями и разделенные термокарстовыми понижениями значительной глубины. В некоторых низинах под 10—12-метровой толщей озерных суглинков вскрываются горизонты палино-

логически охарактеризованных микулинских отложений мощностью до 5—7 м.

Отчетливая треугольная конфигурация флангов углового плато позволяет думать, что оно формировалось в условиях двустороннего динамического сжатия со стороны сохранивших активность ледниковых масс. Однако явных следов ледникового давления в строении холмов пока обнаружить не удалось, возможно по причине плохой обнаженности.

Во внутренней части ледораздела преобладает холмисто-западинный рельеф мертвого льда. Обломочный материал в основной московской морене на территории углового массива ориентирован в двух взаимноперпендикулярных направлениях — с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад (деревни Вязичня, Проходы, Пышкино, Перецкое), что, по мнению А. И. Гайгаласа (1979), характерно для областей торможения льда. Вероятно, на территории Мосальского ледораздела лед утратил активность несколько раньше, чем в соседних гляциодепрессиях, где ориентировка обломочного материала в моренах выражена лучше.

Севернее Мосальского углового массива положение ледораздельной зоны маркируется отдельными холмами и грядами, разбросанными между селами Людково, Знаменка, Мутышино. На этом участке наблюдается небольшое понижение в кровле дочетвертичных отложений, которое отделяет северо-западный выступ Среднерусской возвышенности от цоколя Вяземской возвышенности. Депрессия в доледниковом рельефе способствовала накоплению здесь флювиогляциальных отложений, что обусловило слабую морфологическую выраженность этого участка ледораздела. Сколько-нибудь отчетливая ориентировка пологохолмистого рельефа здесь отсутствует. Отдельные холмы, сложенные мореной или песчано-гравийным материалом, перекрытым грубой ожелезненной валунной супесью, как бы утоплены в зандре, который причленяется к краевым образованиям, расположенным севернее (Спиридонов, 1972).

На территории Вяземской возвышенности, которая хорошо выражается как в современном, так и в доледниковом рельефе, московский ледниковый покров сформировал очень сложный комплекс межлопастных краевых образований. В юго-восточной части Вяземского межлопастного массива (севернее Вязьмы) развит субмеридионально ориентированный холмисто-грядовый рельеф с абсолютными высотами 245—250 м, сложенный главным образом валунными супесями и песками. Поверхность гряд бывает осложнена мелкими насаженными холмами высотой до 8—10 м. Мощность четвертичных отложений в этой части Вяземского ледораздела по сравнению с расположенной юго-восточнее пологохолмистой моренной равниной с абсолютными высотами около 240 м увеличена в 2—2,5 раза и достигает 40—50, иногда 60 м. Четвертичные отложения залегают здесь главным образом на неровной поверхности нижнекаменноугольных известняков, в различной степени закарстованных и трещиноватых.

На участке с наиболее высоким положением кровли дочетвертичных пород конечноморенные гряды образуют сложную систему мелких частных ледоразделов. Между ними наблюдаются ледниковые языки, выжатые со стороны Угранского потока (южнее д. Долматово — на междуречье р. Вязьмы и ее правого притока Мутенки, к югу от д. Лобаново — на правобережье р. Вязьмы, вблизи д. Быково — на левом берегу р. Вязьмы). Наиболее крупные языки в пределах Вяземского ледораздельного массива приурочены к местам понижения дочетвертичного рельефа. Эти языки образовали серию конечноморенных гряд субширотного простирания и значительные по площади гляциодепрессии, заполненные основной мореной, озерно-ледниковыми и современными болотными отложениями (район ур. Дроздовка). В восточной части Вяземского массива к северу от д. Максимовка мелкие конечноморенные гряды

оконтуривают небольшие гляциодепрессии. На их существование указывал также А. А. Асеев (1974).

Непосредственно к востоку от г. Вязьмы проходит погребенная долина, которую ледниковые воды использовали в качестве ложбины стока. В настоящее время она освоена долиной р. Вязьмы. В эту долину с северо-востока открывается другая, имеющая субширотную ориентировку и дренируемая речкой. Эта погребенная долина во время развития московского ледникового покрова была ориентирована вкрест основному направлению движения льда. Ныне она выполнена комплексом ледниковых, водно-ледниковых, озерных и болотных отложений. Ложбина была препятствием для продвижения московского ледникового покрова на участке, в результате чего на ее северо-западном склоне образовалась серия конечноморенных гряд напора. В целом же следует отметить, что восточные фланги Вяземской межлопастной возвышенности несут на себе меньше следов динамического воздействия льдов, нежели западные. Последние осложнены крупными гляциодислокациями нижнекаменноугольных известняков, вскрытыми в ходе геологосъемочных работ. Недостаточная изученность этой территории не позволяет судить о закономерностях строения и размещения гляциодислокаций, но их ледниковый генезис не вызывает сомнений, так как наряду с коренными породами в них вовлечены моренные горизонты. Мощность московских ледниковых отложений, пройденных скважинами на западных склонах Вяземского межлопастного массива, достигает 100 м.

Таким образом, гляциоморфологический анализ рельефа Вяземской ледораздельной зоны свидетельствует о том, что в ее создании значительную роль сыграли активные льды. Роль мертвого льда заключается в формировании камовых холмов, осложняющих наиболее возвышенные участки ледораздельного массива. По-видимому, отчленение участков мертвого льда сопровождалось новыми подвижками ледникового края. Об этом свидетельствует наличие текстур гляциодинамического давления: взбросов, надвигов, моренных протрузий в строении холмов и гряд, сложенных песчано-гравийными отложениями и морфологически напоминающих камы и озы. Присутствие таких следов давления активных ледовых масс позволяет считать эти формы рельефа конечными моренами.

Интенсивное таяние омертвевших льдов в сочетании с давлением активного льда приводило к формированию рельефа, занимающего промежуточное положение между аккумулятивным и напорным. Вслед за А. А. Асеевым (1974) его можно именовать аккумулятивно-напорным.

Завершающая стадия развития ледниковой морфоскульптуры в пределах Вяземской возвышенности протекала в условиях полного омертвления льдов, когда во внутриледниковых бассейнах отлагались озерно-ледниковые глины, которые перекрывают вершины некоторых холмов и гряд.

Севернее Вяземского межлопастного массива четко выраженные крупные формы ледниковой аккумуляции типа валов и конечноморенных гряд не наблюдаются. Здесь преобладают участки развития крупно- и мелкохолмистого моренного рельефа, сложенного валунным суглинком. К северу от пос. Оленино в состав ледораздельной зоны входит небольшой угловой массив Оковский лес, достигающий абсолютной высоты 341 м.

Геологическое строение более северных участков Вяземской ледораздельной зоны изучено недостаточно. В частности, не выявлены зоны развития гляциодислокаций и отторженцев, отсутствуют и другие данные, позволяющие реконструировать динамику московского ледникового покрова на этой территории.

Угранский ледниковый поток

Угранский поток, занимавший наиболее возвышенные и сильно расчлененные участки рельефа дочетвертичных пород (преобладают отметки 160—240 м), в целом имеет строение, мало отличающееся от строения других потоков, в том числе и непосредственно расположенных рядом с ним — с запада Деснинского и с востока Москворецкого.

Угранский поток с запада ограничен Вяземским, а с востока — Боровско-Вышневолоцким ледоразделами. В современном рельефе эта территория занимает относительно высокое положение. На юге в пределы потока заходят отроги Среднерусской возвышенности. Наибольшая высота современного рельефа здесь 200—300 м, реже — до 250 м. Центральную часть занимают Гжатско-Можайские гряды Смоленско-Московской возвышенности (250—290 м) и на севере — отроги Валдайской возвышенности (до 300 м и выше), Торжковская гряда и др. Наиболее пониженные участки потока приходятся на бассейны Угры, Гжати и Волги (на участке Ржев — Зубцов).

Ширина потока достигает 100—120 км на юге и 80—100 км на севере, длина около 400 км. На юге Угранский поток заканчивается тремя языками: Рессенским, Нижнеугранским, Шаньским. Центральная часть потока также имеет языковатое строение и множество частных ледоразделов. В северной части потока (севернее Оленино, Ржева, Старицы) в потоке выделяются две крупные лопасти: Песочненская и Осугская, разделенные Луковнико-Кувшиновским ледоразделом, имеющим северо-северо-западное простирание, его протяженность более 120 км.

Граница максимального распространения льдов Угранского потока не нашла себе четкого отражения в рельефе. Фрагменты хорошо выраженных конечноморенных образований, которые можно связать с московским ледниковым покровом, встречаются лишь на западном и восточном флангах потока, в бассейнах рек Серены и Суходрева. В целом южная граница идет от Сухиничей к Калуге. Слабо выраженная полоса холмистого рельефа протягивается от г. Мещовска к пос. Бабынино, Куровской, Льва Толстого и далее по правобережью р. Оки по направлению к г. Калуге. Пологие невысокие холмы и гряды, распространенные на территории, сложены отмытым песчано-гравийным материалом мощностью до 12—15 м. С поверхности они обычно перекрыты чехлом опесчаненного валунного суглинка кирпично-красного цвета — моренной «покрышкой». Эти краевые образования, по-видимому, были сформированы пассивными льдами и, по классификации А. А. Асеева (1974), должны быть отнесены к формам «закрытого» типа, которые возникли несколько севернее истинной границы льдов. Заслуживают упоминания своеобразные кольцевидные гряды, расположенные к югу от Бабынино, на водоразделе рек Серены и Жиздры. Они достигают 8—10 км в длину при относительной высоте около 10—15 м и ширине 150—250 м. Эти гряды сложены сортированными песчано-гравийными осадками и в плане имеют вид разорванных концентрических окружностей, вложенных одна в другую. Вероятно, их происхождение связано с растрескиванием омертвевшего льда.

Отмеченные ранее фрагменты краевого рельефа на западном и восточном флангах Угранского потока также сложены главным образом песчано-гравийным материалом, который, однако, несет на себе следы активного воздействия ледниковых масс. Первичная слоистость гравийных и песчаных толщ здесь часто разбита взбросами и надвигами, поставлена «на голову». Несколько отчетливее выражен грядообразный облик рельефа. Вместе с тем отторженцев и гляциодислокаций коренных пород здесь пока не обнаружено.

Как показал С. М. Шик (1961), сток на территории южной части Угранского ледникового потока осуществлялся по долинам рек Угры, Вори, Шани и их притокам в южном и юго-восточном направлениях.

К северу от геоморфологической границы льдов Угранского потока выделяется несколько поясов краевого рельефа, соответствующих различным этапам отступания ледника. Самый южный из этих поясов можно именовать Зубовским. Он является непосредственным продолжением Спас-Деменск-Мосальской полосы краевых образований, расположенной восточнее, и граничит с ней через Мосальский ледораздел. В пределах Зубовского пояса, непосредственно восточнее Мосальского ледораздела располагался Рессинский ледниковый язык, занимавший одноименную депрессию в кровле коренных пород и продвинувшийся по ней почти до г. Мещовска. Глубокое залегание известнякового фундамента обеспечило беспрепятственное наступание льдов на этом участке, в связи с чем отчетливого грядового конечноморенного рельефа здесь не сохранилось. Широкое развитие камовых полей, расчлененных крупными ложбинами стока, свидетельствует о значительной геоморфологической роли мертвого льда. В отличие от более западных районов сток здесь осуществлялся в южном направлении, по древним долинам Угры и Оки.

С востока Рессинский язык был ограничен Зубовским ледоразделом, приуроченным к эрозионному выступу коренных пород. На территории ледораздела развит холмисто-западинный рельеф, причем в строении большей части холмов, как и в других областях, ведущую роль играют грубослоистые песчано-гравийно-галечные отложения. Мощность их достигает 18—20 м. Порой слоистость бывает нарушена за счет внедрений основной морены или бокового давления льдов. Чаще, однако, удается наблюдать хорошо сохранившееся косое и горизонтальное переслаивание отложений, характерное для флювиокамов.

Краевые образования Нижнеугранского языка, распространенные по правобережью р. Угры западнее пос. Товарково, имеют преимущественно аккумулятивный характер. В районе слияния рек Угры, Суходрева и Шани располагался ледораздел, ограничивающий Нижнеугранский язык с востока и отделявший льды Угранского потока от соседнего Москворецкого ледникового потока. Ледораздельный участок ныне представляет собой вытянутую на север полосу холмисто-моренного рельефа. К отдельным холмам и субмеридионально ориентированным грядам приурочены небольшие карьеры, в которых добываются пески, гравий и галька. Флексурообразные складки, разрывные нарушения и другие гляциодинамические текстуры в строении гравийно-галечных отложений свидетельствуют о динамической активности льдов, формировавших этот участок рельефа. Нередко, однако, слоистость этих толщ остается ненарушенной. По-видимому, окончательную моделировку рельеф описанной межлопастной возвышенности получил в условиях омертвления части ледникового покрова.

В 30—40 км севернее Зубовской полосы краевых образований располагаются слабо выраженные в рельефе фрагменты износковского этапа деградации Угранского потока. В его западной части они представлены разрозненными холмами и грядами, развитыми в бассейне р. Угры возле пос. Знаменка. В восточном направлении цепочка краевых форм прослеживается до пос. Износки, где во время деградации льдов возникла обширная ледораздельная зона, наследующая участок повышенного залегания коренных пород. В нескольких километрах к западу и юго-западу от пос. Износки развит холмисто-западинный рельеф с амплитудой высот до 40—45 м. Бóльшая часть холмов имеет округлую форму, достигая 0,8—1,0 км в диаметре. Склоны их обычно довольно круты, некоторые из них возвышаются над окружающей равниной на 20—30 м. В сложении холмистого рельефа ведущую роль играет песчано-гравийный материал, однако некоторые из холмов нацело сложены мореной, перекрытой лимногляциальными отложениями. Холмы подобного рода характеризуются уплощенной «караваеобразной» формой в плане, в то время как возвышенности, сложенные песчано-гравийными отложениями, имеют форму, близкую к куполообразной. Скорее всего, формирование опи-

санного холмисто-западинного рельефа происходило в условиях локального омертвления льда на выступе дочетвертичного рельефа. Описанные два типа холмов могут быть отнесены к категориям флювио- и лимнокамов, а также звонцев. Необходимо отметить, однако, что плохая обнаженность района не позволяет уверенно говорить об отсутствии следов активного динамического воздействия льдов на склоны Износковского ледораздела. Возможно, формы, происхождение которых связано с деятельностью активных льдов, погребены под наложенным рельефом мертвого льда.

Одной из наиболее четко выраженных зон краевого ледникового рельефа на территории Угранского потока является Вяземско-Гжатская зона, прослеживаемая от г. Вязьмы через пос. Туманово к г. Гагарину. Эта полоса краевых образований, наиболее ярко выраженная в Угранском потоке, служит в настоящее время водоразделом рек бассейна Днепра и Волги. Вяземско-Гжатская зона оконтуривает два языковых бассейна, разделенных ледоразделом. Западный — Каснинский — ледниковый язык занимал участок между Вяземской возвышенностью на западе и Тумановским ледоразделом на востоке, восточный — Сежинский — язык обособился между Тумановским и Гжатским ледоразделами. Тумановский ледораздел вытянут приблизительно по линии Туманово — Песово, а Гжатский ледораздел — по линии Гагарин — Пречистое. Краевые образования Каснинского и Сежинского ледниковых языков представлены главным образом насыпными и наслоенными холмами и грядами, причем как гряды, так и цепочки холмов часто бывают дугообразно выгнуты к югу, подчеркивая положение края активного льда. Пески и гравийные отложения в строении холмисто-грядового рельефа чередуются с прослоями и протрузиями валунного суглинка, первичная слоистость осадков часто деформирована и разбита гляциодинамическими текстурами. Особенно отчетливые признаки динамической активности льдов наблюдаются в строении ледораздельных участков, которые подвергались двустороннему динамическому сжатию. Например, северо-западнее г. Гагарина, на левобережье р. Гжати, расположена цепочка субмеридионально ориентированных холмов и гряд, представляющая собой радиальную конечную морену и сложенная дислоцированным песчано-гравийным материалом, рассеченным инъекциями моренного суглинка, в котором сохранились текстуры гляциодинамического течения. Южнее, на территории Гжатского ледораздела, возле пос. Товарково к краевым образованиям московского возраста приурочены отторженцы дочетвертичных отложений, обнаруженные в процессе геологической съемки. Дислокации коренных пород наблюдаются и на западном фланге Угранского потока, в пределах Вяземской возвышенности. В осевой же части потока отторженцев дочетвертичных отложений пока не обнаружено.

Территория центральной части Угранского потока, в отличие от его южной и северной частей, характеризуется слабым развитием краевых образований. Здесь выделяются отдельные конечноморенные гряды небольших размеров, небольшие угловые массивы, представленные главным образом холмисто-моренным рельефом, а также участки пологоволнистой равнины, сложенные основной мореной, местами перекрытые озерно-ледниковыми осадками, представляющие собой гляциодепрессии. Наиболее часто встречающийся тип рельефа — ложбины юго-западного и северо-восточного простирания. Межгрядовый рельеф выражен нечетко. Примером таких ложбин являются ложбины, развитые по левобережью Волги между городами Старица и Зубцов, южнее Зубцова и по левобережью р. Вазузы. Эти ложбины, скорее всего, маркируют положение края ледника на различных этапах его отступания, так как ориентировка их согласуется в целом с ориентировкой полос краевых образований. Кроме этого, сниженная поверхность коренных пород на этом участке предопределила формирование крупных зандровых полей в бассейне р. Угры, при образовании которых краевой ледниковый рельеф мог быть частично размыт, а частично погребен.

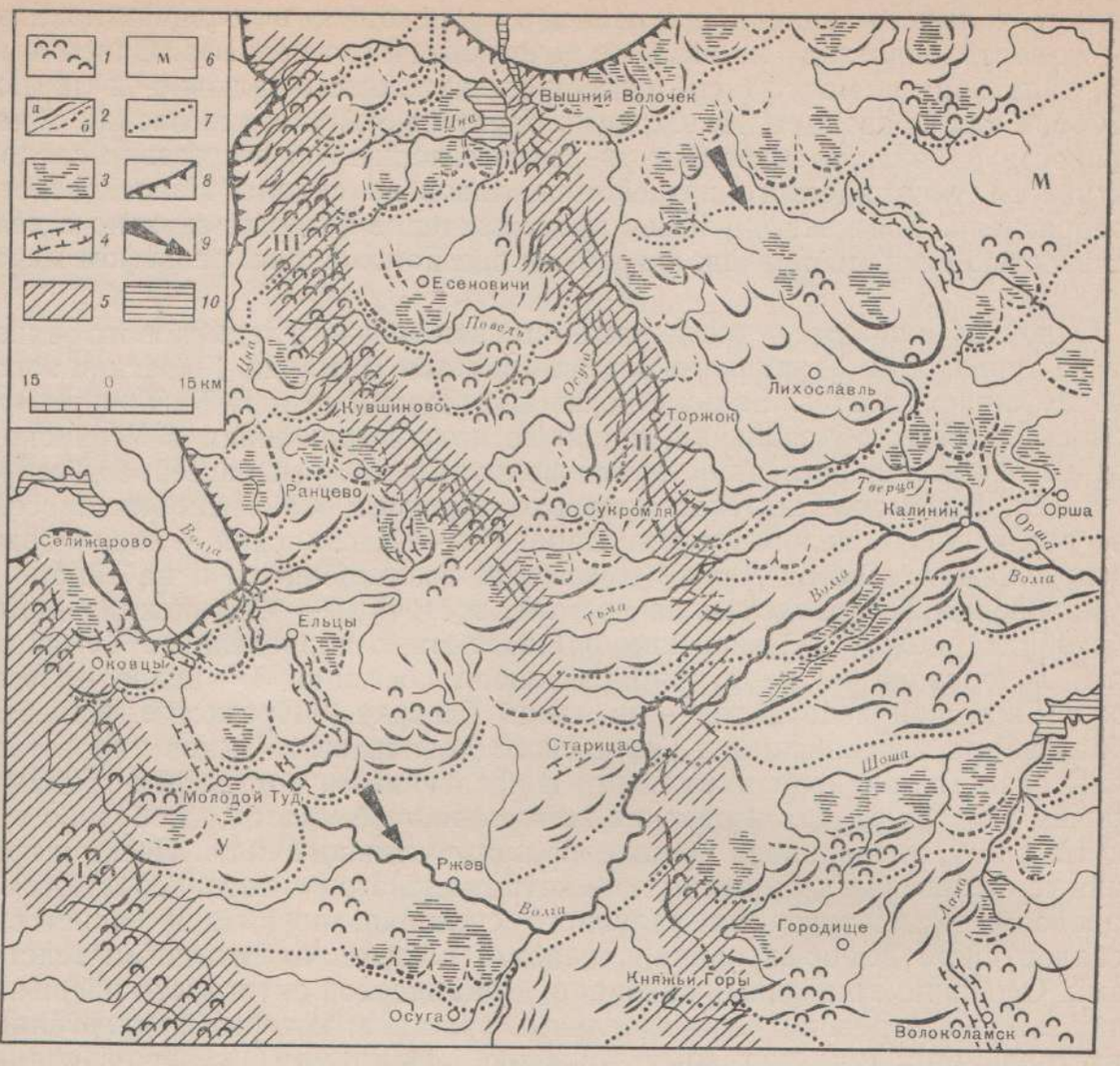


Рис. 45. Гляциоморфологическая карта территории московского ледникового покрова для Калининского Заволжья (составили Э. Е. Лехт, Н. С. Чеботарева)

1 — холмистый и холмисто-грядовый рельеф ледораздельных зон; *2* — конечные морены (гряды, валы, цепи холмов, преобладают морены напора): *а* — хорошо выраженные в рельефе, *б* — слабо выраженные; *3* — гляциодепрессии, часто перекрытые озерно-ледниковыми осадками; *4* — крупные ложбины стока; *5* — ледораздельные зоны: *I* — Мстиславльская, *II* — Вышневолоцкая, *III* — Кувшиновская; *6* — потоки: *У* — Угранский, *М* — Москворецкий; *7* — границы этапов деградации московского ледникового покрова; *8* — граница валдайского оледенения; *9* — направление движения ледника; *10* — современные озера и водохранилища

Севернее, до границы валдайского оледенения, структура Угранского потока была сложной, о чем свидетельствует большое разнообразие форм рельефа ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции. Здесь отмечается большое количество полос краевых образований (рис. 45), часто представленных напорными моренами, разделенных небольшими угловыми массивами, субмеридионально ориентированными грядами. Среди последних наиболее крупным по протяженности и сложным по геологическому строению является Кувшиновский ледораздел, который разделял в этот этап Угранский поток на две лопасти — Песочненскую и Осугскую.

Краевые образования, фиксирующие максимальное распространение Песочненской лопасти, имеют прерывистое распространение. На западе они примыкают к Вяземскому ледоразделу (несколько севернее пос. Оленино). Здесь они представлены грядами, нередко имеющими вид дуг. В целом они субширотного простирания с абсолютными высотами вершин 240—280 м. При пересечении долины Волги краевые образования отсутствуют. В то же время в районе д. Ерино и крутой излучины Волги, близ устья р. Молодой Туд, обнаруживается четко выраженная в рельефе субмеридионального простирания гряда — Еринская. На другом, левом берегу Волги имеются две относительно сложно построен-

ные дуги гряд — Мячино-Раменьевская и Подберезовская. Расположение всех других гряд в плане позволяет предполагать, что они маркируют положение края льда на одном из этапов дегляциации. В этом случае Еринская гряда представляет собой частичный ледораздел, южная часть которого в рельефе практически не выражается, а р. Волга на этом участке скорее всего наследует вдоль него ложбину стока.

Следующая к северу полоса краевых образований выражена более четко. По правобережью Волги это дугообразные гряды, разделенные ложбинами стока, абсолютной высоты до 230—240 м, возвышающиеся над понижениями, которые они оконтуривают, на 10—20 м. Они начинаются от Вяземского ледораздела у д. Мясниково и протягиваются на восток через деревни Ковалево, Сонино.

На левобережье Волги к этому этапу дегляциации относится массив Ильи горы, который, по А. И. Москвитину, представляет собой конечно-моренные образования, имеет меридиональное простирание, что обусловлено, по этому автору, напором края ледника, надвигавшегося с запада на высокое домосковское плато. Последнее в настоящее время имеет у деревень Байгоролово, Глазово, Сахарово абсолютную высоту 300—305 м. По мнению А. И. Москвитина, льды через него не перевалили. От д. Илья Гора всхолмление прослеживается в северо-восточном направлении через деревни Кожухово, Выползово, Хутора, расположенные в 3 км к северо-западу от Н. П. Луковниково. От конечных морен у д. Илья Гора вплоть до г. Старицы сток талых вод осуществлялся по долине Волги. В Ржевском районе Калининской области долина Волги на высоте соответствующей флювиогляциальной террасы достигала 6—7 км ширины.

Следующая крупная полоса краевых образований, связанная с дегляциацией Песочненской лопасти, протягивается через деревни Пырошня, Борисово, Ольховка и далее по левобережью р. Волги в направлении на д. Лешиново, где примыкает к Кувшиновскому ледоразделу. Она оконтуривает мелкие гляциодепрессии, поэтому выпуклые части краевых образований обращены на юго-восток.

Аналогично построена следующая, расположенная к северо-западу полоса краевых образований. Она протягивается западнее пос. Селижарово, через деревни Холм, Выжлятниково, Дмитрово, Сухощины. В этой части полосы Выжлятниковские гряды маркируют края узкого длинного языка. Гряды разделяются ложбинами ледникового стока, многие из которых наследуют современные реки (в том числе р. Б. Дубенка, на отдельных отрезках — реки Песочня, Кострина и др.). В строении упомянутых краевых образований, согласно буровым данным, большую роль играют валунные суглинки, скопления валунов, грубозернистые пески. В отдельных случаях известны находки небольших отторженцев.

Продолжением краевых образований этого возраста по левому берегу Волги являются краевые образования, отмеченные в свое время в районе деревень Дегелево, Ключи и др. А. И. Москвитиным (1940). Особенно ярко выражены гряды, известные в литературе под названием «Свиных гор». Эти гряды ориентированы с юго-запада на северо-восток, т. е. так же, как краевая зона в целом, и тянутся почти без перерыва на протяжении десяти с лишним километров. Абсолютные высоты их достигают 285—390 м, среднее превышение над равниной колеблется от 10 до 20 м, ширина гребня незначительная — 10—30 м. Гряды сложены гравийно-галечным материалом, среди которого встречаются крупные валуны, и перекрыты красно-бурым песчанистым несортированным суглинком, видимо, основной мореной. О происхождении Свиных гор существуют различные мнения. А. Б. Миссуна (1909) считала их озами, а другие исследователи, в частности А. Н. Давыдова и А. И. Москвитин (1939),— конечными моренами.

С дистальной стороны эти краевые образования окаймляются зандрами (например, в бассейне Ворчалы). Кроме того, сток осуществляет-

ся по разделяющим холмы и гряды ложбинам, ориентированным на юг или юго-восток, в сторону долины Волги. Примечательно, что ложбины приурочены к самой высокой зандровой террасе долины Волги (несколько ниже пос. Селижарова ее высота достигает 18 м). Свиные горы примыкают к Кувшиновскому ледоразделу в районе Ильятенского массива.

Участки равнин, прилегающих к краевым формам, имеют высоты: 234—244 м у д. Горелый мох, 255—265 м у д. Мясково и т. д. Таким образом, относительные превышения на этом участке составляют 25—35 м.

К северо-западу от описанной краевой зоны до границы валдайского оледенения широко распространены небольшие низины, окаймленные цепями холмов или гряд. При этом следует отметить, что часть их, возможно, была сформирована ледниковыми языками, заходящими на эту территорию во время валдайского оледенения.

Как было сказано ранее, Песочненская лопасть отделяется от расположенной восточнее Осугской лопасти Кувшиновским ледоразделом. Он протягивается от н. п. Луковниково, далее на г. Кувшиново и пос. Великооктябрьский. Строение этого ледораздела достаточно сложно и разнообразно. Участки холмистого высоко поднятого рельефа чередуются с четко выраженными субмеридиональными грядами, к которым примыкают краевые образования Песочненской и Осугской лопастей.

Конечноморенные нагромождения занимают обширную площадь между деревнями Луковниково, Бабино, Башарево, Стренево, образуя как бы узел из пучка конечноморенных цепей. Они сложены преимущественно валунным суглинком, в северной части узла (в районе Чигарихинских гряд) известны отторженцы и гляциодислокации.

По данным А. И. Москвитина (1940), в этом районе исключительно широко распространены морены напора.

Далее на северо-запад ледораздел в современном рельефе выражен нечетко и лишь к северу от Кувшинова он маркируется рядом небольших угловых массивов, протягивающихся в одном направлении. Это Коченовский (абс. отметки до 320 м) и Ильятинский массивы (абс. отметки до 290 м). Массивы сложены преимущественно валунными суглинками, расчленены ложбинами ледникового стока. В пределах массивов имеются как бы насаженные песчаные и песчано-гравийные холмы, а иногда и небольшие грядки (район д. Кочанево), имеющие наибольшие абсолютные отметки и морфологически наиболее четко выраженные.

Дальнейшим продолжением Кувшиновского ледораздела является полоса крупнохолмистого и холмисто-грядового рельефа, вытянутая в субмеридиональном направлении. Западная часть Кувшиновского межлопастного массива имеет сложное ярусное строение. Верхний ярус представлен крупнохолмистым рельефом с абсолютными высотами 280—320 м. Холмы крупные, высотой до 25—30 м и длиной до 4—5 км в основании, беспорядочно ориентированы, неправильной формы, с крутыми склонами и относительно плоскими вершинами. У д. Козловицы холмы, достигающие 30 м относительной высоты, сложены мореной с отторженцами коренных пород. В окрестностях д. Репище (абс. высота 300 м) скважиной было вскрыто пять горизонтов валунного суглинка сходного литологического состава, чередующихся с валунником (общая мощность этой толщи около 65 м). К этой части краевой зоны приурочены отторженцы коренных пород.

Местами холмы группируются в небольшие гряды. Последние нередко имеют концентрическую ориентировку по отношению к центру массива. Сложены они плотным валунным суглинком.

По периферии этого крупнохолмистого рельефа развиты концентрические ложбины с крутыми бортами и плоскими днищами.

Следующий, более низкий ярус представляет собой грядово-холмистый рельеф с абсолютными отметками 250—280 м, средняя протяженность гряд 5—10 км, высота 15—25 м, ориентированы они преимущест-

венно концентрически. Ложбины между грядами развиты слабо и в рельефе лишь едва намечаются.

Самый низкий ярус массива представляет собой плоскую или пологоволнистую равнину с абсолютными высотами 240—260 м. Однако и здесь присутствуют слабо выраженные моренные гряды и ложбины стока. Два наиболее низких яруса рельефа сложены главным образом валунным суглинком.

К юго-западной части массива примыкают дугообразные невысокие гряды, сложенные песчаным или песчано-гравийным материалом, насыпные конечные морены, относящиеся к краевым образованиям Песочненской лопасти. К западу и северу от описанного массива рельеф принципиально отличный: здесь наблюдаются многочисленные мелкие холмы беспорядочной ориентировки и разделяющие их западины — рельеф, типичный для валдайского оледенения. На этом участке вдоль границы валдайского оледенения развиты плоские заболоченные пространства типа долинных зандров, в которых как бы тонут краевые образования. Основным аргументом для отнесения описанных образований к московскому оледенению является массивность форм рельефа, отсутствие мелких форм ледникового рельефа, так широко развитых в низинах. Вряд ли валдайский ледниковый покров был настолько мощным, что смог преодолеть такое значительное препятствие, как доледниковое плато с абсолютными высотами до 235,5 м, образовав при этом множество отторженцев.

По сравнению с Песочненской Осугская лопасть значительно меньше, ширина ее не превышает 70—80 км. Самыми южными краевыми образованиями этой лопасти являются гряды, названные А. И. Москвитиным (1940) Неверовско-Обуховским валом. Последний с севера окаймляется полосой зандров (шириной до 10 км). Высота вала у д. Неверово достигает 15 м. По мнению А. И. Москвитина, он представляет собой морену напора с абсолютными высотами 200—225 м, а относительными — 25—30 м. Форма вала усложняется гравийно-валунными всхолмлениями, насаженными на его гребень.

Следующая полоса краевых образований представлена Великосельским валом. Среди равнин, примыкающих к описанному участку, выделяются две обособленные возвышенности: между деревнями Высокая и Подол, а также Мишутино и Волыно-Кожевниково.

Рельеф участка представляет беспорядочное скопление пологих холмов различного размера и формы, разделенных ложбинами стока. Высота холмов 20—40 м. С поверхности они сложены грубым валунным суглинком, их ядра сложены песками различного гранулометрического состава. Как отмечает И. В. Васильева (1938), в песках нередко встречаются прекрасно выраженные плоскости скольжения. Иногда наблюдалось, что пески также подстилаются мореной — валунным суглинком, отличным по цвету от верхнего. Холмы подобного строения имеют очень пологие волнистые склоны и вершины (возвышенность в районе деревень Варатуни, Бибиково).

Последующий этап деградации Осугской лопасти зафиксирован краевыми образованиями, которые протягиваются от д. Чигарихи в направлении на н. п. Сукромлю.

В строении конечноморенных всхолмлений и валов преобладают скрученные и сдавленные (по описанию А. И. Москвитина — до появления слабо выраженного кливажа) флювиогляциальные пески, поверх которых наблюдается маломощный чехол валунной супеси или оставшихся от ее размыва валунов. Местами наблюдается обилие валунов, иногда холмы нацело сложены валунами. У д. Чигарихи имеются холмы, сложенные или грубозернистыми песками, иногда собранными в складки, или валунными суглинками А. И. Москвитин (1940) и И. В. Васильева (1938) принимали их за камы, что вызывает сомнение. Местами в этом районе, по наблюдениям А. И. Москвитина, прекрасно выражен

край ледникового контакта — крутой и высокий песчаный уступ к низине, расположенной севернее.

К северу от хорошо выраженной Сукромльской полосы конечноморенных гряд большие пространства лишены каких-либо выраженных в рельефе ледниковых форм. Здесь встречаются лишь отдельные разрозненные грядки, не позволяющие реконструировать положение края лопасти на этом участке.

Рельеф рассматриваемого участка представляет собой сочетание пологих возвышенностей и разделяющих их широких округлых или чаще узких извилистых долинообразных понижений. На заключительном этапе развития Осугской лопасти четко выделяется Поведьский язык, краевые образования которого имеют классическое расположение в плане и соответствующее строение. Язык был, видимо, активным, имел ряд подвижек, в результате чего наблюдается серия вложенных друг в друга конечноморенных гряд. Особенно резко это проявляется в районе д. Еськино, где имеется 5—6 сближенных краевых зон. В южной части этого языка краевые образования дают отчетливо вырисовывающуюся гряду, вытянутую с юго-запада на северо-восток через деревни Володово, Нестеряново, Шевково. Превышение возвышенностей над прилегающими низинами достигает в пределах гряды 80—100 м (Москвитин 1940). Вершина возвышенности у д. Володово имеет 318 м абсолютной высоты. Возвышенности имеют длинные пологие склоны, сложенные с поверхности валунными суглинками. По пологим склонам возвышенности разбросаны сложные комплексы камов и озов. Они располагаются на различных уровнях возвышенностей, а также и на вершинах. В днищах долинообразных понижений холмы следуют друг за другом в направлении, совпадающем с общим направлением понижения. Такая цепь холмов, вытянутая вдоль верховьев р. Талогини, прослеживается у деревень Татариново, Березки, Комлево, Яколицы, Баранья Гора. Холмы встречаются разной величины, их размеры и высота различны. Наибольших размеров они достигают в районе Шевково, Ям. Сложены они песчано-гравелистым материалом или валунным суглинком. У Шевково имеются песчаные холмы, встречающиеся по склонам гряды и насаженные на валунные суглинки. На северо-востоке описываемый участок сливается с Вышневолоцко-Новоторжской грядой.

По восточному краю Поведьского языка у с. Еськино холмы представляют собой типичные морены напора. Эти морены напора, по представлениям А. И. Москвитина (1940), погружаются в Шитовскую котловину. Перед погружением северные концы гряд поворачивают к северо-западу, как бы встречая в Шитовской котловине какие-то препятствия.

На самом севере Осугской лопасти отмечается большое количество мелких гляциодепрессий, обычно сильно заболоченных и окаймленных цепочками невысоких, как бы «утопленных» холмов или грядок. Последние подчеркивают фестончатый характер края отступавшего ледника. Обращает на себя внимание, что в отличие от только что описанных микроязыков на крайнем севере территории близ границы валдайского оледенения наблюдаются аналогичные по размерам и составу форм ледниковые комплексы, но иные по простиранию: первые имеют юго-юго-восточное простирание, последние — юго-западное.

Боровско-Вышневолоцкая ледораздельная зона

Боровско-Вышневолоцкий ледораздел, разделяющий Угранский и Москворецкий потоки, протягивается от г. Вышний Волочек на города Торжок, Старицу и ст. Шаховская (см. рис. 44). Между ст. Шаховская и г. Малоярославец его положение установить трудно, ибо в этом районе имеется несколько сближенных, достаточно четких ледораздельных зон. Все они «привязаны» к повышению ложа четвертичных отложений, характеризующегося сильной расчлененностью. Имеющиеся здесь поднятия расчленены серией доледниковых долин, ныне наследуемых ре-

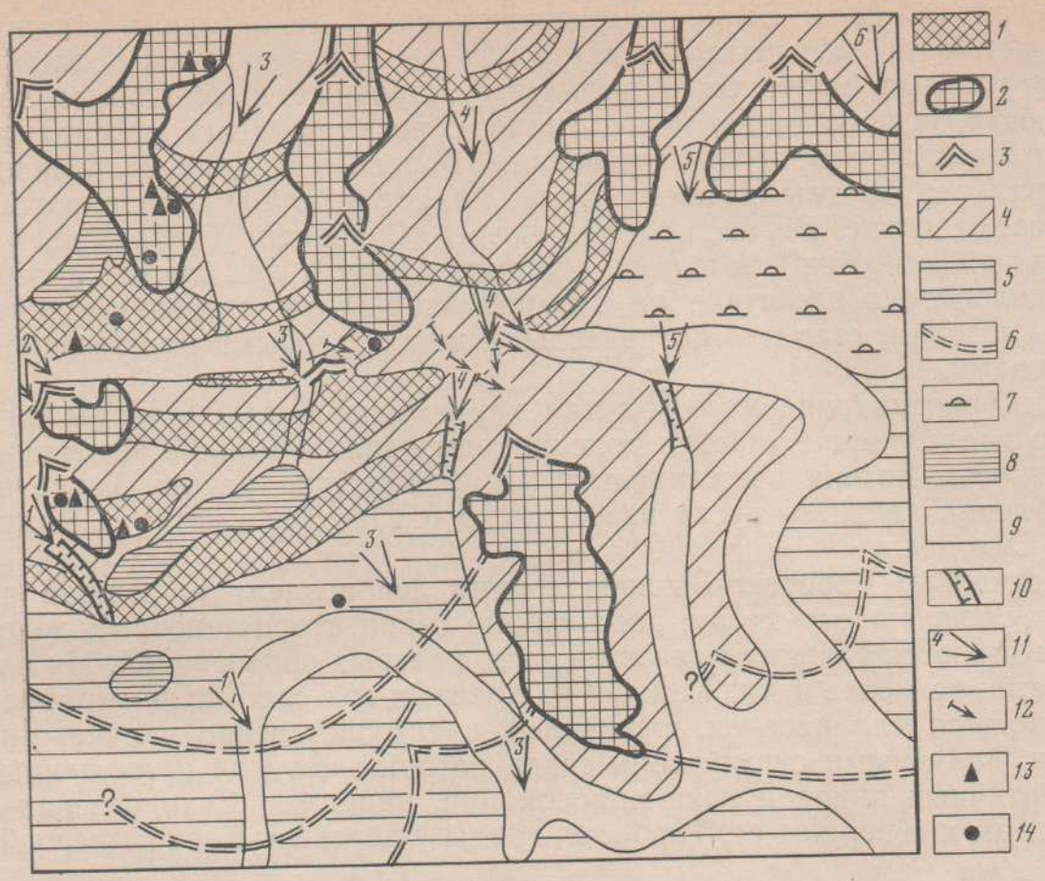


Рис. 46. Краевые образования московского оледенения на территории Средней Протвы (составила Н. Г. Судакова)

Типы рельефа: *1* — холмистые конечноморенные гряды; *2* — холмистые возвышенные межлопастные и межъязыковые массивы; *3* — относительно крупные угловые массивы; *4* — волнистая моренная равнина; *5* — водно-ледниковая равнина крупных гляциодепрессий, *6* — цепи конечноморенных и камоподобных всхолмлений, перегораживающие гляциодепрессии; *7* — холмисто-волнистая моренная равнина, снивелированная водно-ледниковыми отложениями; *8* — озерно-ледниковая равнина мелких гляциодепрессий; *9* — зандры долинные; *10* — ложбины прорыва стока ледниковых вод. Элементы структуры и динамики ледникового покрова: *11* — направления движения ледниковых языков Лужской лопасти (*1* — Кесминского, *2* — Рутьского, *3* — Протвинско-Лужского, *4* — Исменского, *5* — Боринско-Протвинского, *6* — Нарского); *12* — направление движения льда, восстановленное по ориентировке обломков в морене; *13* — отторженцы; *14* — гляциодислокации

ками субмеридионального направления, что способствовало проникновению на эту территорию узких ледниковых языков. Поэтому не совсем ясно, какую из них надо считать за главную. Не исключено, что ранг этих ледораздельных зон — одинаковый, поэтому за ледораздел между указанными потоками следует считать всю эту полосу. В этом случае ширина ледораздела на этом отрезке 30—40 км. Между сближенными ледоразделами выделяется большое количество краевых зон, простирающихся субширотно, маркирующих положение края узких ледниковых языков, зажатых между серией ледоразделов. Все это обусловило сложность ледникового рельефа этого района.

Особенности доледниковой поверхности предопределили в общих чертах контуры языковых бассейнов, регламентировали направление движения и динамическую активность льда, в одних случаях (южные склоны карбонового плато) облегчая, а в других — затрудняя его продвижение (например, при подъеме на склоны Среднерусской возвышенности), что в конечном итоге сказалось на конфигурации южной границы московского ледникового покрова на этой части территории.

Таким образом, в периферийной части выделяются Лужский и Нарский языки. Лужский язык, в свою очередь, дробится на микроязыки, которые на разных этапах дегляциации отличались неодинаковой динамической активностью (рис. 46). Не менее сложное строение имеет и Нарский язык.

В южной части Боровско-Вышневолоцкого ледораздела закономерно сочетаются радиальные и маргинальные образования. Среди макроформ рельефа могут быть выделены островные и срединные возвышенности, совпадающие, как правило, с возвышенными массивами доледниковой поверхности (Верейская, Боровско-Малоярославецкая, на водоразделе Протвы и Исмы). Более мелкие выступы доледниковой поверхности, такие, как на правобережье р. Суходрева (например, в верховьях р. Выпрейки), к югу от долины р. Рути и др., также оказывали определенное воздействие на экзарационно-аккумулятивную деятельность ледника, став на определенных этапах угловыми межъязыковыми массивами.

Для рассматриваемого участка характерны и гляциодепрессии, нередко наследующие участки доледниковых долин. Вполне вероятно, что ледниковые потоки выпахивали и углубляли эти долины. Такие переуглубления древнего русла известны по р. Протве, в устье р. Боринки, по р. Суходреву.

Поскольку Боровско-Вышневолоцкий ледораздел в южной части имеет сложную структуру, здесь кроме серии второстепенных ледоразделов имеются гляциодепрессии и зоны краевых образований. Их насчитывается не менее пяти. Каждая из краевых зон состоит из изолированных холмов или цепочек, сложенных преимущественно валунными песками, валунными суглинками, среди которых нередки отторженцы дочетвертичных пород и гляциодислокации, например Суходревская гряда, гряды к северу от ст. Торбеево, гряды у деревень Коростылево, Тишнево.

Кроме второстепенных ледоразделов отмечается серия ледоразделов еще более низкого ранга, например Рогозинский и Семичаевский угловые массивы, в строении которых наблюдаются многочисленные гляциодислокации и отторженцы.

Граница максимального распространения льдов московского ледникового покрова на этом участке обычно проводится по отрогам северного и северо-западного склонов древней Среднерусской возвышенности. Однако относительно конкретного положения этой границы мнение различных исследователей различно. Так, на Угро-Протвинском междуречье разными авторами проводится более пяти различных вариантов стратиграфических и геоморфологических границ московского оледенения (Рельеф и стратиграфия..., 1961; Пашканг и др., 1961; Асеев, 1974).

На отрезке от г. Можайска до ст. Шаховская единый четко выраженный ледораздел, как и в более южной области, отсутствует. Здесь имеются фрагменты ледораздела в виде субмеридионально ориентированных морен напора и ложбин ледникового стока такого же простирания, к которым подходят дугообразные краевые образования, маркирующие маленькие языки.

Севернее ст. Шаховская положение Боровско-Вышневолоцкого ледораздела более определенно, и он четко маркируется субмеридиональной грядой, тянущейся с небольшими перерывами вдоль правого берега р. Волги через деревни Жулудово, Васильевская, Елизаветкино. На междуречье Волги и Тьмы геоморфологически ледораздел не выражен.

Северная часть описываемого ледораздела представлена Вышневолоцко-Новоторжским валом. Этот вал привлекал к себе внимание многих исследователей: В. Д. Соколова (1925), А. Б. Миссуны (1909), В. Г. Хименкова (1934), И. В. Васильевой (1938), А. И. Москвитина (1940) и др. Особенно важны исследования В. Г. Хименкова, который первый установил его ледниковую природу. А. И. Москвитин, подробно описав его, дал правильную реконструкцию условий его образования. Гляциоморфологические представления этого исследователя — трактовка вала как межлопастного образования — полностью соответствуют современным представлениям о структуре и динамике ледникового по-

крова этой территории. Несогласие вызывает лишь оценка возраста покрова, создававшего этот рельеф. А. И. Москвитин первый обратил внимание на сглаженность рельефа вала, что объяснил деятельностью талых ледниковых вод. Однако отмеченные самим А. И. Москвитиным особенности рельефа вала: фундаментальность холмов и гряд и сглаженность их склонов и поверхностей — не помешали этому исследователю связать образование вала с верхнеплейстоценовым (калининским) оледенением, а не со среднеплейстоценовым (московским), как делают это многие другие исследователи (Последний ледниковый покров..., 1969; Асеев, 1974; и др.).

Вышневолоцко-Новоторжский вал представляет собой цепь, а иногда цепи массивных, сильно сглаженных холмов или гряд, вытянутых в меридиональном направлении. Абсолютные их высоты колеблются от 180 до 240 м. Между холмами и грядами располагаются ложбины, которые, видимо, были ложбинами стока талых ледниковых вод. Некоторые из последних впоследствии были освоены реками. Относительное превышение холмов и гряд составляет 20—40 м. Длина вала — более 100 км. Он тянется от г. Вышний Волочек на юг, через г. Торжок до д. Ременево у ст. Высокое. Полоса этого рельефа захватывает междуречье Тверцы, Шегрины, Осуги, частично Поведи, правобережье Шегрины вдоль Вышневолоцкой низины. Ширина «вала» составляет 4—5 км, а местами достигает 15 км. Вал состоит из двух, а иногда нескольких меридионально вытянутых гряд, располагаясь на борту крупной, также меридионально вытянутой доледниковой долины, врезанной в отложения среднего карбона.

В строении вала большую роль играют коренные породы, включенные в виде «ядер» в ледниковые отложения. Мощность этих «ядер», представляющих собой отторженцы, достигает 30 м и более. В большинстве случаев отторженцы представлены осадками угленосной толщи карбона, а также окского яруса (Москвитин, 1940), т. е. осадками, отсутствующими в ближайших окрестностях вала. А. И. Москвитин предполагает, что осадки нижнего карбона были сорваны и принесены ледником с Валдайской куэсты (это расстояние — около 150 км). Осадки силура и девона, обнаруженные в северо-восточной части Вышневолоцко-Новоторжского вала, известны лишь на Финском глинте. Таким образом, путь этих отторженцев оказался еще более длинным, нежели отторженцев нижнего карбона.

В заключение следует отметить, что морфологически Вышневолоцко-Новоторжский вал выражен значительно ярче, чем другие ледораздельные зоны, в том числе Кувшиновская ледораздельная зона. Первый из них представлен четким валом или серией массивных крупных, линейно вытянутых холмов, отличающихся относительно «спокойным» характером склонов и их поверхностей. Отличительной его особенностью является настолько большое количество отторженцев коренных пород, что геологи определенное время были введены в заблуждение относительно его природы.

Полосы краевых образований Москворецкого и Угранского потоков, примыкая к Вышневолоцко-Новоторжскому валу в виде «елочки» [26], имеют одинаковое простирание. Примыкающие к Кувшиновскому ледоразделу краевые образования (особенно в его северной части) имеют различное простирание, что говорит об изменении направления движения льдов в северной части Песочненской лопасти Угранского потока. Причины этого пока неясны. Не исключено, что образование северных гряд происходило во время позднеплейстоценового — валдайского оледенения. Вполне вероятно также, что ранг ледоразделов на этапе деградации начиная от широты Ржев — Старица — Калинин как бы поменялся: Кувшиновский ледораздел стал межпотоковым, а Вышне-

[26] Этот тип сочленения краевых образований с ледораздельной зоной впервые был выделен А. А. Асеевым (1974).

волоцко-Торжковский — межлопастным, в этом случае Осугскую лопасть следует относить к Москворецкому, а не к Угранскому потоку. Таким образом, имеющиеся к настоящему времени материалы не позволяют решать вопрос о ранге отдельных структурных единиц московского ледникового покрова.

Москворецкий ледниковый поток

Москворецкий поток с запада ограничивается Вышневолоцко-Новоторжским ледоразделом и с востока — Коломенско-Краснохолмским. Этот поток наиболее крупный из всех потоков, выделяющихся в пределах московского ледникового покрова (западной и центральной частях). Длина потока от границы валдайского оледенения до границы его максимального распространения достигает 400—450 км, а ширина — 150—200 км.

В современном рельефе территории, покрывавшейся Москворецким потоком, выделяются: Окско-Москворецкое плато. Клинско-Дмитровская гряда и Верхневолжская низменность (ее восточная часть). Дочетвертичный рельеф территории, на которую распространялся Москворецкий поток, в основном представляет собой относительно пониженную равнину. В пределах Окско-Москворецкой равнины поверхность коренных пород выше — 160—180 м и на отдельных водораздельных плато (например, на междуречье Пахры и Нары), а также Теплостанской возвышенности достигает 200 м. Обширные понижения поверхности коренных пород имеются в бассейнах рек Протвы и Верхней Нары (Шорыгина, 1947; Асеев, 1974).

Наиболее высоко в пределах территории, покрывавшейся потоком, коренные породы подняты в ее центральной части, на Клинско-Дмитровской гряде. Здесь они располагаются на абсолютных высотах 170—175 м и лишь в центре возвышенности — на высотах 200—225 м. Ложе четвертичных пород Клинско-Дмитровской гряды сильно расчленено, поэтому амплитуда колебаний ее высот достигает 140 м (Бреслав, 1971).

Северная часть потока занимает обширную Верхневолжскую низменность с кровлей коренных пород от 80 до 120 м. В целом коренное ложе потока имеет уклон с юга на север и с запада на восток.

В пределах рассматриваемого потока выделяется серия краевых зон, общее простирание которых с юго-запада на северо-восток. На западе, как было сказано ранее, они примыкают к Вышневолоцко-Новоторжскому ледоразделу, а на северо-востоке — к Коломенско-Краснохолмскому. В южной части Москворецкий поток разделялся на две лопасти и ряд языков.

Южная граница потока проблематична. Различные исследователи проводят ее по-разному, хотя расстояния между этими границами невелики. Уже в результате геологических съемок, проводившихся в 30-е годы, граница была отодвинута на 30 км к югу от Москвы. Примерно по линии Подольск — Бронницы проводил границу московской фазы оледенения Б. М. Даньшин (1947), который отмечал уменьшение мощности верхней морены к юго-востоку до 1—6 м. Нижняя морена единогласно принималась в то время за днепровскую. Через Калугу — Подольск — Бронницы и далее на Сергеев — Владимир проводил границу первого нового оледенения С. А. Яковлев (1956). Несколько южнее, до широты устья р. Гнилуши, притока р. Северки, распространялись льды московской стадии рисского оледенения, по мнению А. Н. Давыдовой (1939), проводившей здесь детальные работы. А. И. Спиридонов (1949) считал верхнюю морену Москворецкой правобережной равнины днепровской. А. И. Москвитин (1950) рассматривал Теплостанскую возвышенность как препятствие для дальнейшего распространения льдов на юг, однако выделял при этом Бронницкую лопасть, краевые образования которой находятся южнее четко вы-

раженной полосы краевого рельефа, протягивающейся по линии Малоярославец — Наро-Фоминск — Москва (Крылатское) — Щелково — южнее Красноармейска. А. А. Асеев (1974), указывая на проблематичность Бронницкого ледникового языка, провел границу московского оледенения от верховьев Пахры сразу на верховья р. Клязьмы и Загорск.

Данные последних геологических съемок позволяют выделить Бронницкий язык (Бреслав, 1971). М. М. Исакин (1976) на основании проведенного им сопоставления данных минералогического анализа провел границу московского оледенения по правобережью р. Пахры и выделил ледниковый язык, занимавший долину р. Москвы. Он распространялся, по его мнению, несколько южнее г. Коломны.

В связи с дискуссионностью вопроса о границе потока М. А. Фаустовой (устное сообщение) были начаты литологические исследования особенностей залегания, мощности и состава морены в районе Бронницкого языка и южнее его предполагаемого распространения. Полученные пока результаты также позволяют провести границу распространения льдов языка по правобережью р. Пахры и вдоль долины р. Северки до Коломны. Красно-бурая морена, залегающая здесь с поверхности, судя по характеру ориентировки в ней обломков, была отложена льдами, продвигавшимися в юго-восточном направлении. Ее мощность уменьшается в этом направлении, а фациальный состав часто меняется от основной до абляционной. В морене Бронницкого языка, по заключению Д. Б. Орешкина (определения делались по сборам М. А. Фаустовой), содержится больше эрратического материала и не наблюдается такого разнообразия местных пород, как в моренах, залегающих стратиграфически ниже и выходящих на поверхность южнее указанной границы. Связь верхней морены Бронницкого языка с краевыми образованиями на водоразделе рек Пахры и Северки и ее литологические особенности позволяют, таким образом, относить ее к более молодому возрасту, чем залегающую ниже морену, принимаемую большинством исследователей за днепровскую [27].

Южнее бронницких краевых образований в пределах Верейско-Подольского плато развиты «разорванные» полосы краевых форм, часто как бы «утопленных», оконтуривающие гляциодепрессии. Этот тип рельефа прослеживается с запада на восток до правобережья Протвы и Оки, примерно до г. Озер. Возраст этого рельефа пока остается проблематичным, хотя, как уже было сказано, геоморфологические и частично литологические исследования последних лет позволяют считать его более древним, чем рельеф северной окраины Верейско-Подольского плато.

В пределах Окско-Пахринской лопасти самая южная полоса краевых образований прослеживается от правобережья р. Нары, южнее пос. Пролетарского. Далее небольшие фрагменты краевых образований наблюдаются в бассейне р. Северки. К югу от р. Каширки камовый рельеф, известный в Зарайском районе, уже морфологически резко отличается и не позволяет его связывать с Москворецким ледниковым потоком. Это изолированные крупные камы с абсолютными высотами более 200 м и относительной высотой 30 м. Продвижению сюда льдов препятствовал высокий домосковский рельеф — эрозионно-останцовая водораздельная возвышенность на правобережье р. Осётра (притока р. Оки).

Следующая к северу полоса краевых образований выражена более четко: от г. Обнинска в субширотном направлении к верховью р. Лопасни, далее севернее г. Чехова к ст. Барыбино. На междуречье Нары и Лопасни и далее к востоку до ст. Барыбино краевые образования представлены небольшими грядами субширотной ориентировки, высо-

---

[27] Верхнюю морену Бронницкого языка М. А. Фаустова рассматривает как морену московской стадии днепровского оледенения.

той до 15—20 м (абс. высота 235 м). Гряды нередко осложнены холмами высотой 15—20 м. Все эти гряды пересекаются сетью ложбин ледникового стока, некоторые из них наследуются современной гидросетью (реками Лопасней, Протвой, Нарой). Севернее Чехова полоса краевых образований раздваивается; гряды сложены преимущественно валунным суглинком, иногда со следами напора, а осложняющие их холмы — песками. К северу от этой зоны хорошо прослеживаются ледоразделы третьего порядка (между языками).

Ледораздел между Окско-Пахринской и Северской лопастями выражен четкими субмеридионально ориентированными грядами, начинающимися от ст. Барыбино и протягивающимися к г. Домодедово. К этому же ледоразделу относится расположенная севернее Теплостанская возвышенность, характеризующаяся высоким положением дочетвертичных пород (Даньшин, 1947; и др.).

Коренные породы на наиболее высоких участках возвышенности покрыты тонким чехлом четвертичных отложений, мощность которых увеличивается к ее северо-западному краю. Факт преимущественного накопления морены с проксимальной стороны возвышенности отмечался уже А. И. Спиридоновым (1949), считавшим, что распространение еще одной верхней морены ограничено северо-западным краем возвышенности. Ледниковые языки, по мнению этого автора, заходили на восток от возвышенности по долине р. Москвы, а на западе — по пониженному левобережью р. Пахры. Сейчас в пределах возвышенности известны две морены, нижняя из которых имеет мощность в северо-западной части возвышенности более 30 м, а на западном и восточном склонах — от 2 до 10 м. Таким образом, Теплостанская возвышенность носила ледораздельный характер уже ко времени накопления нижней морены. Верхняя морена маломощна. Не исключено, что во время распространения льдов Москворецкого потока отдельные участки возвышенности могли образовывать окна или нунатаки.

Эрозионный останец Теплостанской возвышенности продолжается на северо-запад высотами, ограниченными с трех сторон излучиной р. Москвы. Этот последний выступ обусловил продолжение ледораздельной зоны.

Теплостанская возвышенность имеет пологоволнистый рельеф с отдельными изолированными холмами. Его абсолютные высоты составляют 220—230 м (наибольшая высота — 253,4 м). Обращает на себя внимание большое количество ложбин стока, пересекающих возвышенность.

К северу от возвышенности находится зона холмистого рельефа (относительная высота холмов 20—30 м). С северо-запада сюда подходит низкогрядовый рельеф, развитый к северу от г. Одинцово и образующий морфологическое окончание краевой зоны одного из этапов деградации Окско-Пахринской лопасти. Таким образом, эта часть ледораздела представляет собой угловой массив асимметричного строения, в котором лучше выражена западная составляющая, соответствующая более активной Окско-Пахринской лопасти.

Еще дальше на север описываемая ледораздельная зона продолжается примерно в направлении ст. Сходня, восточнее и западнее которой также имеются участки холмисто-грядового рельефа с пологоволнистой поверхностью гряд. К западу от Сходни они вытянуты в северо-северо-восточном, а к востоку — в северо-северо-западном направлении. Западная составляющая этого углового массива, вершина которого находится севернее, образована грядами высотой от 20 до 25 м над окружающей моренной равниной. Восточная составляющая представлена холмистым рельефом с относительными высотами холмов не более 10 м. Возможно, по их склонам развит и камовый рельеф. Эта дистальная часть углового массива находится уже на склонах доледниковой и домосковской Клинско-Дмитровской гряды с абсолютными отметками доледникового рельефа от 148 до 160 м (см. карты в рабо-

тах: Барановская, Дик, 1938; Шорыгина, 1947; Бреслав, 1971. Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины, 1977; и др.).

К востоку от описанного ледораздела краевые образования относятся уже к Северской лопасти Москворецкого потока, морфологическим окончанием которой был названный выше Бронницкий язык. Его правильнее было бы называть собственно Москворецким, поскольку его льды распространялись по правобережью р. Москвы.

Краевой рельеф к юго-западу от г. Бронниц представлен участками средне- и крупнохолмистого рельефа, пространственно образующими выпуклую на юг дугу. Холмы разделены широкими седловинами и построены различно. В западной части, где абсолютная высота холмов колеблется около отметки 180 м, а относительные превышения холмов составляют 15—17 м, они сложены преимущественно моренным суглинком. В центральной, выпуклой части дуги абсолютные высоты холмов возрастают до 194,3 м у д. Жирошкино и относительные — до 30 м. Здесь они сложены мощной толщей разнозернистого песка (около 25 м), залегающего на моренном основании (мощность морены 10 м). Сверху они перекрыты маломощной (1,5—2 м) мореной и озерно-ледниковыми отложениями на склонах. На восточном фланге краевой полосы абсолютная и относительная высоты холмов уменьшаются (абс. высота 165 м), но формы холмов резкие (вблизи деревень Заворово, Агашкино). А. И. Спиридонов (1949) называл Заворовскую гряду размытым озом. Отмечая присутствие в ядре некоторых холмов коренных пород, А. Н. Давыдова (1939) назвала описанные формы рельефа конечными моренами напора и друмлинами. Однако, учитывая пассивный характер Москворецкого ледникового языка, отложившего маломощную морену в дистальной его части, представляется более правильным считать, что эти краевые образования сформировались частично во время предшествующего ледникового этапа, когда сформировался среднехолмистый моренный рельеф. Москворецкий ледниковый язык, возможно, и оставил часть насыпных форм, но главным образом отложил маломощную морену на склонах и вершинах форм и быстро растаял. В результате таяния мертвого льда образовывались камовые террасы на склонах отдельных холмов (на высотах 150—165 м). С дистальной стороны Бронницких краевых образований преобладала уже зандрово-дельтовая аккумуляция.

К северу от краевых образований находится гляциодепрессия, выполненная водно-ледниковыми и местами — озерно-ледниковыми отложениями с высотами поверхностей 150—160 м. С дистальной стороны к аккумулятивному ледниковому рельефу примыкает южнее долины р. Гнилуши равнина, сформированная отложениями подпрудного ледникового озера, которое образовалось во время максимального распространения ледникового языка на высотах от 150—160 до 200 м. Проследить продолжение краевых образований к востоку не представляется возможным, поскольку эта территория занята террасами рек Москвы и Оки. Но нельзя исключить вероятность того, что часть высоких эрозионных останцов (например, к востоку от Бронниц) в пределах высоких террас имеет ледниково-аккумулятивный генезис.

Следующая полоса краевых образований начинается от г. Боровска и идет на северо-восток, в направлении на города Наро-Фоминск, Апрелевку, далее на север до пос. Рублево, а затем по излучине р. Москвы в районе Крылатского. В целом эта зона краевых образований сложна по строению: краевые формы отражают существование серии мелких язычков. Сложены краевые образования валунным суглинком, иногда сильнопесчаным. Осложняющие гряды камовые формы сложены песчаным материалом. Отмечаются небольшие гляциодислокации. Часто, например в районе Апрелевки, конечноморенные гряды приурочены к повышенным (на 10—20 м) участкам дочетвертичного рельефа. Восточнее Москвы краевые образования этой зоны практически не выражены. Вероятно, их фрагментами являются небольшие «утопленные»

грядки в районе г. Щелково и на междуречье Вори и Шерны, южнее г. Красноармейска, среди сильно заболоченной плоской озерно-ледниковой равнины. Южнее пос. Тучково, Кубинка и севернее г. Одинцово еще встречаются фрагменты краевых образований, не дающие единой полосы. В частности, они оконтуривают ряд гляциодепрессий, занятых крупными болотными массивами.

Равнозначна с описанными выше краевыми образованиями по морфологии и строению полоса краевых образований, тянущаяся от г. Можайска на пос. Дорохово, пос. Тучково, Звенигород, Зеленоград.

Клинско-Дмитровская гряда издавна привлекала внимание исследователей. Еще Г. Траутшольд (1872), может быть впервые, выделил линию водораздела бассейнов Верхней Волги и Оки, протягивающуюся от Волоколамска через Клин и Дмитров к Троицкому посаду (ныне г. Загорск).

Гряда северным крутым и коротким уступом резко поднимается над низинами Верхней Волги, но южным пологим и длинным склоном плавно снижается к долинам рек Москвы и Клязьмы. Необычная для средней России контрастность рельефа Клинско-Дмитровской гряды отличает ее от Смоленских высот на западе и от Юрьев-Польских на востоке, вместе с которыми гряда составляет единый, протягивающийся с запада-юго-запада на восток-северо-восток орографический элемент — Смоленско-Московскую возвышенность.

Низины Верхней Волги, обходящие гряду с запада у Волоколамска и с востока у Загорска, глубоко врезаются в нее у Дмитрова, отчего ширина возвышенности здесь сокращается вдвое, а линия водораздела прогибается к югу и снижается на 40—50 м.

Вдоль прогнутой к югу водораздельной линии прослеживается цепочка озер: Сенежское, Круглое, Долгое, Нерское, Киево, Свиное, Збоево, Стройково, Белое.

В чертах геоморфологического облика Клинско-Дмитровской гряды находят отражение детали геологического строения северного Подмосковья. Действительно, если высоты у Солнечногорска и Загорска приурочены к останцам мезозойских пород, то глубокие депрессии, к которым приурочены долины рек Лутосни, Яхромы и Вели, заполнены четвертичными отложениями (Шорыгина, 1947; Бреслав, 1971).

Характерной особенностью Клинско-Дмитровской гряды является наличие высоко поднятого цоколя дочетвертичных пород, интенсивно расчлененного, с амплитудой около 100 м и более. Это обусловило сложное строение московского ледникового комплекса. Общая ширина Клинско-Дмитровской гряды около 40—50 км. В центральной части гряда отличается простым пологим эрозионным рельефом с высотами 240—250 м над уровнем моря, снижаясь местами до 200 м. Ее край прорезается долинами рек Яхромы, Вели и Дубны. Внутри гряды отдельные возвышенности севернее Загорска достигают 260—285 м (рис. 47).

Вдоль северного и южного склонов рельеф преимущественно холмисто-грядовый. Южные гряды протягиваются от г. Рузы на Тростенское озеро, далее на пос. Икшу, г. Хотьково, Загорск, где они примыкают к ледоразделу. Северные гряды на западе начинаются у пос. Шаховская, далее идут на города Волоколамск, Высоковск, Клин, Дмитров и далее на северо-восток, где они приближаются к Коломенско-Краснохолмскому ледоразделу. Степень выраженности гряд по их простиранию различна. На участке Клинско-Дмитровской гряды от Волоколамска до Ново-Петровского, на левобережье р. Бол. Сестры и на междуречье Нудоли и Бол. Сестры развиты конечноморенные гряды общей субширотной и северо-восточной ориентировки. Наряду с этим на участках частных ледоразделов эта ориентировка изменяется на северо-западную. Абсолютные отметки конечноморенных гряд на этом участке достигают 290 м, а средняя высота — 250—260 м. Внутренние

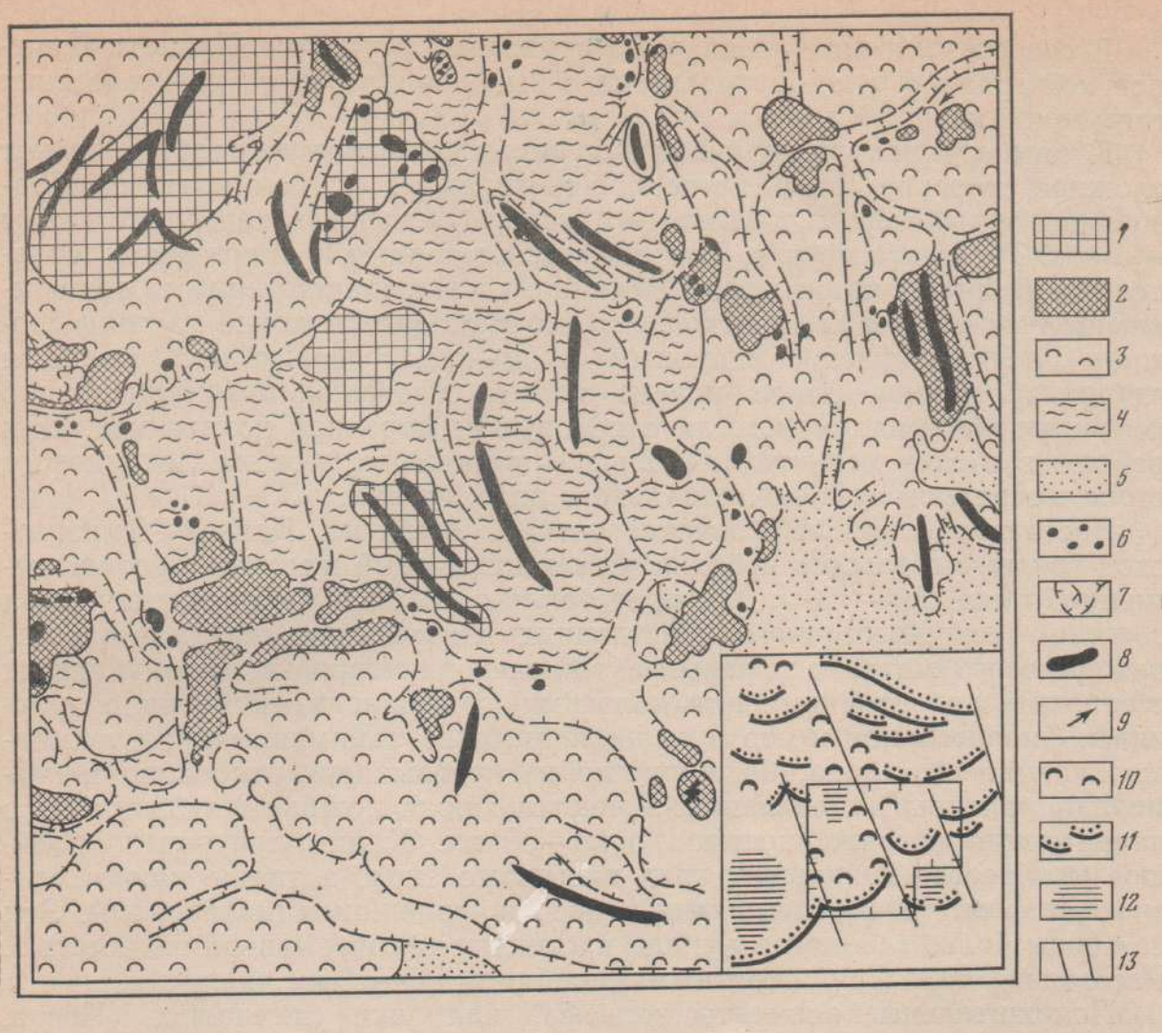


Рис. 47. Гляциоморфологическая карта Клинско-Дмитровской гряды, к востоку от Солнечногорска (составила Э. Е. Лехт)

1 — крупнохолмистый и холмисто-грядовый конечноморенный рельеф; *2* — насыпные конечноморенные холмы и гряды; *3* — средне- и крупнохолмистая моренные равнины; *4* — пологоволнистая моренная равнина; *5* — зандровая равнина; *6* — камы; *7* — ложбины ледникового стока; *8* — наиболее крупные моренные гряды; *9* — направление стока ледниковых вод. На врезке дано положение рассматриваемого участка в общей структуре московского ледникового покрова: *10* — холмисто-грядовый рельеф ледораздельных зон; *11* — конечноморенные гряды; *12* — гляциодепрессии; *13* — ледоразделы разных порядков

части этих возвышенных участков практически не затронуты эрозией, зато к склонам их приурочена сеть глубоко врезанных речных долин.

Аналогично построенные гряды, ориентированные в субмеридиональном направлении, выделяются на правобережье Истры в районе деревень Карцево—Мартюшино и Якунино—Новое Алехнево. Они хорошо видны на фоне холмистой моренной равнины с абсолютными отметками около 200—220 м. Гряда Карцево—Мартюшино осложнена многочисленными камами и озами.

Конечноморенные образования представлены суглинками грубыми, песчаными, переполненными обломочным материалом из местных и изверженных пород. Мощности конечноморенных образований изменяются от 20 до 90—100 м. Камы образуют холмы высотой 2—10 м. Как правило, у них есть покрытие (мощностью 1—1,5 м) из элювиированного моренного суглинка. Камовые образования — песчано-гравийная толща с редкими линзовидными прослоями (0,2—0,3 м) суглинков, тонких, алевритистых. У д. Синево в них определен спорово-пыльцевой спектр лесного типа (пыльца сосны 71,8%, ели — 20,2%, травянистых растений — 12,7%). Среди спор преобладают зеленые мхи (69,5%). Мощность камовых образований — 20—30 м.

Озы встречаются относительно редко. Они сложены разнозернистыми песками с гравием, галькой, валунами. Мощность 30 м.

В северо-восточной части рассматриваемого участка Клинско-Дмитровской гряды и в д. Борисоглебское был пробурен отторженец юрских глин мощностью 39 м.

К югу от описанного участка краевые образования также имеют сложное строение. Здесь четко прослеживаются полосы краевых образований холмистого и холмисто-грядового рельефа к северу от гряды и от оз. Тростенского к р. Истре. Они примыкают к частному ледоразделу, имеющему практически меридиональное направление и протягивающемуся от Новопетровского на юг. Наиболее высокие из гряд сложены преимущественно валунным суглинком, содержат отторженцы и гляциодислокации. Более низкие холмы сложены преимущественно песчаным материалом, иногда с небольшой моренной покрышкой. Для района в целом характерно большое количество ложбин ледникового стока в основном субмеридионального простирания.

Восточнее в районе Солнечногорска в пределах Клинско-Дмитровской гряды выделяется небольшой межъязыковый массив с абсолютными высотами 250—270 м. Он представляет собой серию моренных гряд с северо-северо-восточного простирания или участков крупно- и среднехолмистого моренного рельефа той же ориентировки, чередующихся с относительно плоскими или пологими пространствами моренной равнины. Значительное место в рельефе массива занимают также ложбины ледникового стока, большинство из которых ориентировано в субмеридиональном направлении. Имеются также ложбины субширотного направления протяженностью до 20—30 км. К ним приурочено большое количество небольших гряд насыпного типа, а также камов, сложенных существенно песчаным и песчано-гравийным материалом. Эти ложбины более заболочены, чаще наследуются современной гидросетью. Расстояние между субширотными ложбинами 5—10 км.

Положительные элементы рельефа, как уже отмечалось (Носов, 1976), представляют собой вытянутые с северо-запада на юго-восток холмы с крутым и коротким широким северным, но пологим и длинным сужающимся южным склоном. Друмлинообразные холмы, разделенные четковидными последовательностями западин, расположены кулисообразно двумя расходящимися на юго-восток рядами. Холмы построены главным образом из слоистых флювиогляциальных отложений, которые в пределах плоских вершин залегают горизонтально, а на склонах то полого наклонены к югу, то круто падают в широтном направлении, то дислоцированы в чешуйчатые складки или их слоистость разрушена полностью в северной части. В ядре некоторых холмов обнаружены крепкие опоковидные песчаники верхнего мела.

Отрицательные элементы рельефа, разделяющие друмлинообразные холмы, представляют собой расширяющиеся к югу западины, которые расположены цепочкой друг за другом и соединены узкими переходами. По дну западин, то теряясь в их заболоченных днищах, то сосредоточиваясь в узких переходах между западинами, стекают ручьи.

Поверх морены в западинах залегают озерно-аллювиальные осадки, мощность которых с северо-запада на юго-восток возрастает. Расширению западин в плане соответствует понижение их дна в продольном профиле, т. е. каждая последовательность западин до накопления озерных отложений и аллювия имела ступенчатый продольный профиль. Таким образом, рядам кулисообразно расположенных холмов-друмлинов соответствуют четковидные последовательности западин, вследствие чего становится очевидной генетическая связь положительных и отрицательных элементов рельефа, составляющих совместно холмисто-западинную поверхность дна ложбины ручья Березовского.

Рытвина, выраженная в рельефе устьевым раструбом ручья Березовского, ныне заполненная озерно-аллювиальными осадками, как и расположенные юго-восточнее напорные образования, обозначенные в рельефе холмами друмлинообразного облика, является элементом ледникового комплекса.

Рассматриваемый ледниковый комплекс, размеры которого в ширину 3,5—4,0 км и в длину 8,0—9,0 км, возник, очевидно, под воздействием одного из локальных ледниковых тел (микроязыков), на которые дробился ледниковый покров, преодолевая уступ Клинско-Дмитровской гряды.

Детали геологического строения и черты геоморфологического облика дислоцированных флювиогляциальных образований, выявленные у г. Дмитрова, характерны для соседних ложбин, например долин Лутосни и Вели, где издавна разрабатываются карьерами валунные пески (рис. 48—50).

Элементом «полного ледникового комплекса» более высокого ранга в пределах рассматриваемого участка Клинско-Дмитровской гряды служит выраженная в рельефе раструбом долины р. Яхромы Дмитровская ложбина (Москвитин, 1950, 1976; Горецкий, 1968). По бортам депрессии широко развиты напорные образования, что со всей очевидностью проявляется в дислоцированности мезозойских отложений и отложений четвертичного периода не только у Дмитрова, но и в его окрестностях (Добров, 1932; Хименков, 1934). Гляциодепрессии оконтурены конечными моренами, нередко напорными. К югу от водораздельной линии в бассейнах рек Учи и Вори распространены зандровые поля (Асеев, Веденская, 1961), образование которых обусловлено деградацией ледникового языка в Дмитровской ложбине.

Элементами «полного ледникового комплекса» являются Шошинская депрессия и обрамляющие ее зандровые поля на западной окраине Клинско-Дмитровской гряды. Как и у Дмитрова, здесь флювиогляциальные толщи интенсивно преобразованы напорной деятельностью льда, что особенно отчетливо видно в Сычевских карьерах.

Аналогичная ситуация наблюдается к востоку от Клинско-Дмитровской гряды, где к элементам ледникового комплекса относится рытвина в верховьях р. Дубны, на периферии которой развиты зандровые поля. И эти флювиогляциальные осадки, может быть, и не так интенсивно, как у г. Дмитрова, а тем более у пос. Сычево, преобразованы напорной деятельностью льда. Результаты последней можно наблюдать в карьерах Парфеновском в верховьях р. Куньи, Брыковы горы в верховьях р. Дубны и др.

Представляется интересным рассмотреть развитие рельефа возвышенности в период московского оледенения на примере правобережья р. Яхромы к юго-востоку и северо-западу от Дмитрова. Геологический разрез этой части Клинско-Дмитровской гряды иллюстрирует геологическое строение и морфологию залежей четвертичных отложений вообще и отложений московского оледенения в частности. Наиболее древними, насколько позволяет судить разрез, четвертичными отложениями являются здесь валунные суглинки, вложенные в неглубокую с пологими склонами депрессию в отложениях мелового возраста. Характерными чертами и свойствами этих суглинков являются их высокая плотность, плитчатая текстура и обилие отторженцев, часть которых имеет довольно значительные размеры. Отторженцы представлены меловыми опоковыми песчаниками и глинами. Они вскрываются карьерами при разработке валунных песков и прослеживаются на десятки метров.

Поверх морены днепровского оледенения залегают две толщи разнозернистых песков с гравием и валунами, характерной чертой которых является полиминеральный состав, что резко отличает их от аллювия. Нижняя толща представлена мелкими, пылеватыми песками с редким гравием; пески верхней толщи крупнозернисты, с обилием валунов и гравия. Как те, так и другие слоисты. Мелкие пески нижней толщи либо выполняют небольшие депрессии в кровле нижележащей морены, либо прислоняются с южной стороны к выступам валунных суглинков или отторженцев, либо изредка сохраняются в виде останцов, где их мощность достигает 15—20 м. Валунные пески верхней толщи залегают с резко выраженным несогласием на подстилающих по-



Рис. 48. «Гляциоинъекция» валунных суглинков (морены) во флювиогляциальные отложения. Центральная часть Дмитровского месторождения валунных песков (фото А. А. Носова)

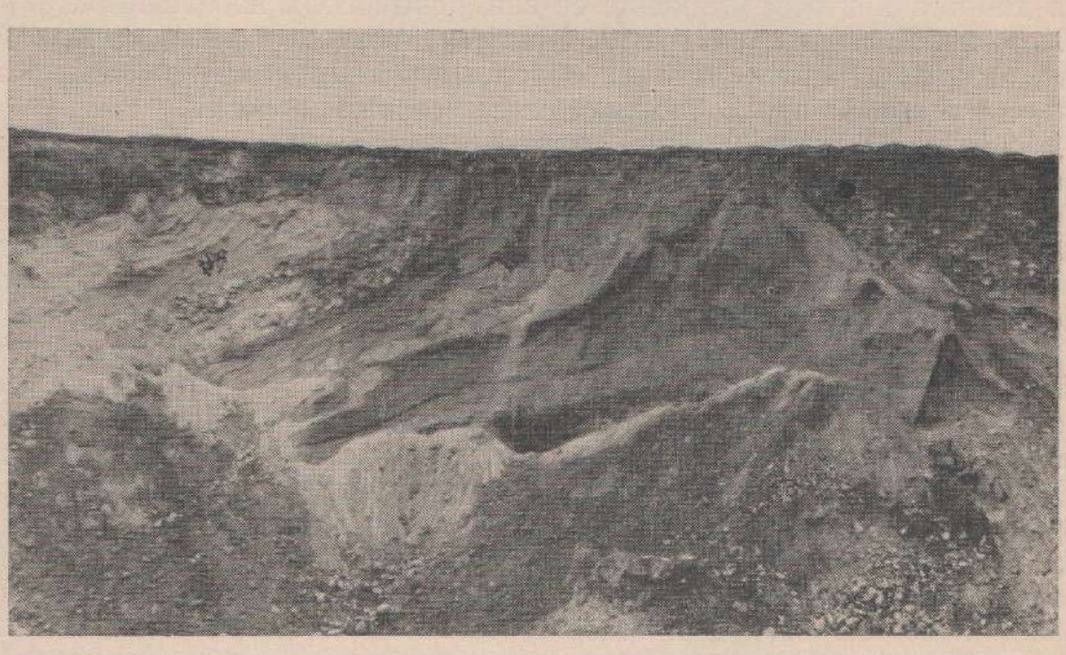


Рис. 49. Гляциодиапир алевритов в валунные пески. Северная часть Дмитровского месторождения валунных песков (фото А. А. Носова)

родах, то перекрывая их плащом, то прислоняясь к ним. Характерной особенностью этих песков является слоистость, которая прослеживается по простиранию на сотни метров, несмотря ни на резкие изменения элементов залегания пластов, ни на разрыв их.

Скважина в карьере достигла палеозойских отложений на отметке 34 м, вскрыв подошву крупнозернистых валунных песков на глубине 133 м. При этом в толще флювиогляциальных отложений скважина в интервале 100—103 м пересекла грубые, песчаные, красноцветные валунные суглинки. Грунтовые воды флювиогляциальных отложений вскрыты на отметке 155,6 м.

Примечательно, что в 250 м к западу от скважины грунтовые воды вскрыты карьером на 16,5 м ниже, чем в скважине. Очевидно, что столь резкое изменение уровня грунтовых вод возможно при наличии вертикального водораздела. И действительно, в борту карьера, вос-



Рис. 50. «Инъекция» морены во флювиогляциальные отложения. Дмитровское месторождение валунных песков. Карьер Иванцевский северный (фото А. А. Носова)

точнее которого расположена скважина, наблюдаются вертикальные плиты красноцветных валунных суглинков толщиной в несколько метров. Наличие плит валунных суглинков, разобщающих флювиогляциальную залежь на части с различными уровнями грунтовых вод, красноречиво свидетельствует о том, что блок валунных песков, пересеченный скважиной, представляет собой отторженец. Длина этого отторженца, если судить по протяженности вертикального водораздела, около 1 км.

Красноцветные валунные суглинки налегают поверх флювиогляциальных отложений почти повсеместно, но мощность их крайне неравномерна. Наиболее велика мощность валунных суглинков там, где они выполняют депрессии во флювиогляциальных отложениях, свыше 10 м мощность валунных суглинков по краям ложбины, мала мощность суглинков или они вовсе отсутствуют на северных склонах или вершинах положительных элементов рельефа, в днище ложбины.

Заполняющие депрессии валунные суглинки плитчаты, имеют высокую плотность, часто включают отторженцы и представляют собой типичную основную морену. По составу валунов эту морену можно разделить на две толщи. В нижней преобладают валуны известняка и красноцветной глины, для верхней характерно обилие валунов кристаллических пород.

К северу от г. Волоколамска и ст. Шаховская, в бассейне рек Шоши и Лоби к Клинско-Дмитровской гряде примыкает серия гряд небольших размеров, преимущественно восток-северо-восточной ориентировки с превышениями до 10—15 м при ширине до 0,5 км и длине 2—7 км. Гряды осложнены холмами (Бреслав, 1971).

Имеющийся в районе г. Талдома холмистый рельеф, возможно, образовался во время одной и той же осцилляции. От Клинско-Дмитровской гряды он отделяется неширокой низиной вдоль р. Дубны, выполненной озерно-ледниковыми осадками. Положение края льда во время этой осцилляции маркировалось, видимо, слабо выраженными грядами, например, в районе пос. Вербилки и по левобережью р. Сестры к северо-северо-востоку от г. Клина.

Краевая зона, называемая Калининской (Тверской), протягивается от г. Старицы, где она причленяется к Вышневолоцко-Новоторжскому валу, по междуречью Волги и Шоши, южнее г. Калинина пересекает

Волгу, с юга огибает оз. Великое (Васильевский мох) и примыкает к субмеридионально ориентированной Горицкой гряде.

Продолжением Калининских краевых образований являются гряды северо-восточного простирания, идущие на города Калязин и Кашин. Характерной чертой рельефа этого района является наличие здесь большого количества ложбин ледникового стока той же ориентировки, что и гряды. Часть ложбин наследуется правыми притоками р. Медведицы.

Западная и восточная части Калининской краевой зоны разделяются южной оконечностью Горицкой гряды. Последняя представляет собой вал, ширина которого у подошвы около 4 км, а высотные отметки — до 161,3 м. Гряда сложена валунным суглинком, с поверхности местами, как отмечает А. И. Москвитин, присутствует слой 1—1,5-метровой покровной супеси.

Калининская краевая зона на участке от Старицы до Калинина представлена серией хорошо выраженных гряд разного масштаба. Они либо окаймляют гляциодепрессии, либо разделяются узкими, в настоящее время заболоченными ложбинами стока. Наиболее крупной из указанных является гряда, выделенная В. Г. Хименковым (1934) под таким же названием, как и вся краевая зона, т. е. Калининская конечноморенная гряда. Она протягивается, по наблюдениям А. И. Москвитина (1940), по правобережью Волги с юго-запада на северо-восток на пространстве от деревень Молотино и Сергеево до д. Бурашево. Близ Калинина она меняет направление на субширотное. Отдельные превышения гряды над низиной р. Шоши до 100 м, а над уровнем Волги — до 110 м.

Вершина главной гряды расчленена пологими седловинами. Гряды представляют собой так называемые комбинированные конечные морены, т. е. здесь сочетаются напорные и аккумулятивные морены. В цоколе гряды имеются известняки и глины карбона, местами сохранились юрские глины. В толще четвертичных отложений, по А. И. Москвитину (1940), три горизонта валунных суглинков, разделенных толщами песков.

На главной гряде преобладают морены напора. Например, у д. Бакшеево А. И. Москвитин видел сильносмятые в крупные складки слои флювиогляциальных отложений, залегающих между моренами. На «головах» смятых слоев песка, супесей, гравия лежит слой валунной супеси. Между этой грядой и долиной Волги наблюдаются разрозненные небольшие грядки, ориентированные с юго-запада на северо-восток, на которых расположены деревни Афанасьево, Кунилово.

Под г. Калинином севернее этой главной гряды помещается вторая, более низкая и расплывчатая гряда, проходящая параллельно главной через деревни Напрудное, Ноготино, Симоново и далее после некоторого снижения у ст. Чуприяновка в юго-восточном направлении на хутора Чуприяновские и снова на восток до Городища. Это раздваивание гряды отмечалось В. Г. Хименковым. Гряды разделены широкой ложбиной (до 4 км), по которой протекает р. Крапивня. Наибольшие высоты наблюдаются на главной гряде восточнее Бурашево (230 м) и у Чуприяновки (215,1 м).

К югу от Калининской гряды также выделяются небольшие грядки, окаймляющие мелкие гляциодепрессии, и участки холмистого рельефа с абсолютными высотами до 250 м. Зандровые равнины, развитые по рекам Тверце, Медведице и их преимущественно левым притокам, отделяют Калининскую краевую зону от более северной. Последняя, называемая Лихославльско-Бежецкой, причленяясь к Вышневолоцко-Новоторжскому валу в районе г. Торжка, протягивается на восток-северо-восток в район г. Красный Холм. К этой зоне относятся Лихославльские конечные гряды, Моркины горы и краевые образования района Бежецка. Промежуточное положение между названными краевыми зонами занимает северная часть Горицкой гряды, где она имеет субши-

ротную ориентировку, и гряды, на которых стоит д. Кесова Гора. Последние, четко выделяясь в рельефе, имеют относительные высоты 40—50 м. Эти гряды сложены прямо с поверхности красно-бурым грубым песчаным суглинком, на их склонах нередко встречаются валуны.

Как отмечает А. И. Спиридонов (1938), краевые образования Лихославльско-Бежецкой зоны сложены обычно валунными суглинками, под которыми нередко залегают пески. С поверхности местами развиты покровные безвалунные суглинки. Гранулометрический состав песков, слагающих ядра холмов, различен, обычно они разнозернистые с включением гравия, гальки и мелких или средней величины валунов. Прослои валунных суглинков часто наблюдаются и в толщах песков. Мощность песков, как сообщает Спиридонов, местами достигает 20 и даже 50 м. Этот же исследователь отмечает, что пески залегают на морене, «не считаясь» с характером ее поверхности: то выполняют имеющиеся в ней понижения, то на участках ее повышенного залегания.

В ряде случаев, например в группе холмов, известных под названием Моркины горы, А. И. Спиридонов, А. И. Москвитин, Н. С. Чеботарева и ряд других исследователей наблюдали несомненные следы напора, перекрученность слоев, слои, «поставленные на голову», и т. д. В то же время во многих холмах, в сложении которых принимают участие пески, имеют место нарушения, обусловленные, скорее всего, не давлением ледника, а просадками, связанными с вытаиванием включенного в пески льда.

В результате нескольких осцилляций была сформирована двойная дуга морен напора, известная под названием Лихославльских гряд. Эти гряды, как отмечает А. И. Москвитин (1940), примыкают к восточной стороне Вышневолоцко-Новоторжского вала по южному берегу Осеченской впадины. Их высота здесь составляет 10—12 м. Между Вышневолоцко-Новоторжским валом и лихославльскими моренами напора, т. е. по левобережью Тверцы и ее притоков, имеется множество мелких заболоченных гляциодепрессий шириной от 100 до 500 м, окаймляющихся невысокими (10—12 м) дугами гряд, выпуклой стороной обращенных на юго-восток. Наиболее четко этот рельеф выражен у деревень Афремово, Горшково, Рамушки, Селище-Хвощня, Перхово и др. Таким образом, на этом участке край ледника разделялся на множество мелких языков. Степень выраженности этих гряд улучшается к востоку, где их продолжением являются лихославльские морены напора (рис. 51). Гряда к ст. Калашниково вытянута в юго-восточном направлении в виде гребня (до 231 м абс. высоты), сложенного толщей песков, перекрытых мореной. От ст. Калашниково, по описанию А. И. Москвитина, она отходит от прямой линии железной дороги, принимая восток-юго-восточное направление и расширяясь. Между селами Михайлова Гора и Жерихово ширина ее 2 км, отсюда направление снова становится юго-восточным. Внешний склон гряды проходит через деревни Лужки, Захарово, Кузовино, Звягино; внутренний — по деревням Кагрушки, Иванцево, Назарово. От д. Данильцево гряда круто сворачивает на северо-восток на д. Ладониху, от которой также круто на север и север-северо-запад на деревни Золотиху, Дубравку, Горки. Внешний склон гряды выражен очень резко. Максимальные высоты здесь достигают 240—245 м. Между деревнями Данильцево, Капустино, Поддубка гряда увенчана цепью крутосклонных насыпных гравийно-валунных холмов. Лихославльская дуга усеяна крупными валунами. В ее геологическом строении преобладают морены напора из смятых флювиогляциальных песков, например у деревень Михайлова Гора, Вышково и др. Вершины гряд сложены песчано-гравийным или валунным материалом. Восточная ветвь Лихославльской конечноморенной гряды севернее д. Горки сильно размыта.

Основная Лихославльская конечноморенная гряда, имеющая в плане вид дуги, обращенной выпуклой стороной к юго-востоку, имеет максимальные абсолютные отметки до 258 м. В ее центре располагается

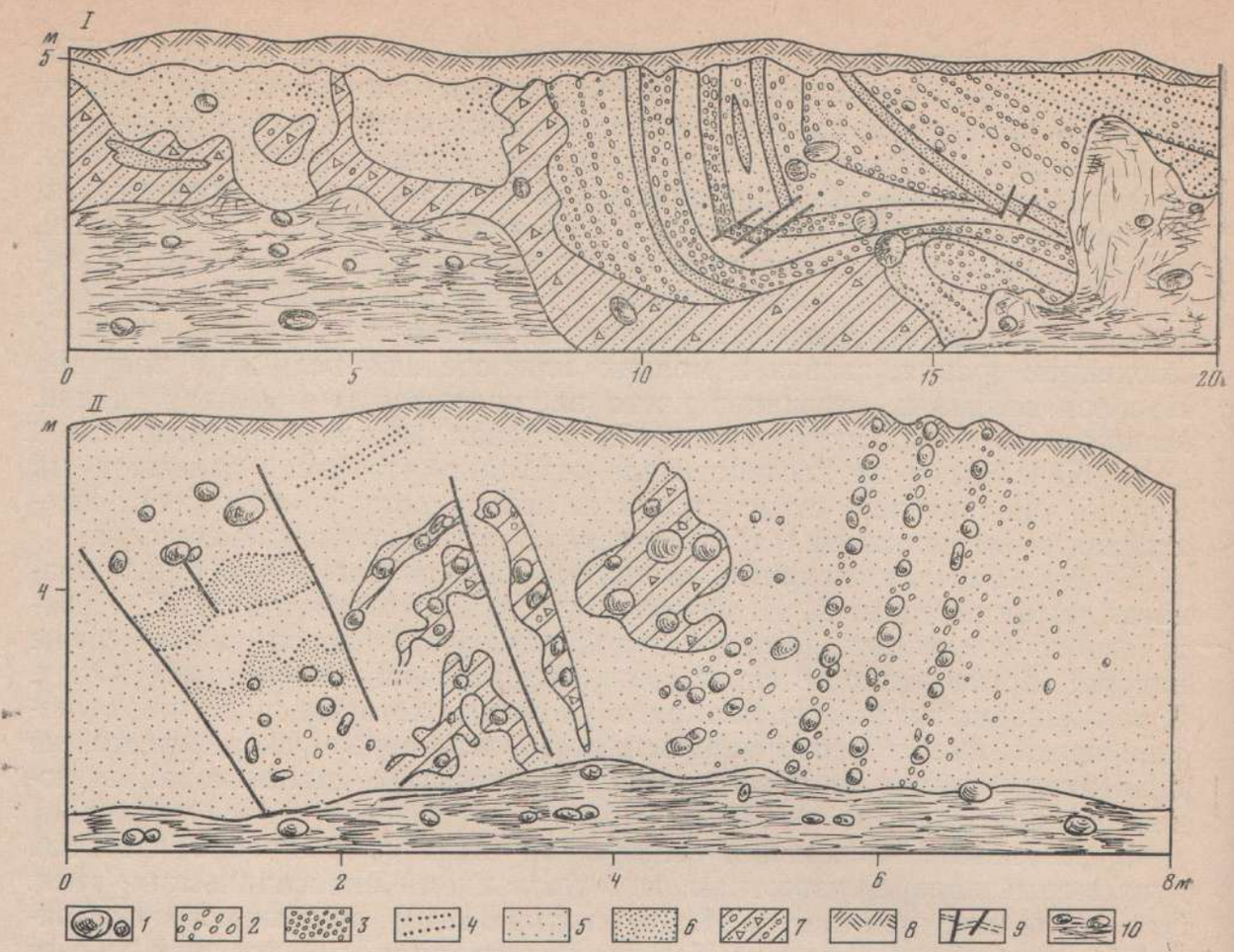


Рис. 51. Строение краевых образований в районе Лихославля (составила Э. Е. Лехт)

I — морена напора у д. Никулина Гора; *II* — морена напора у д. Михайлова Гора. *1* — валуны; *2* — галька; *3* — гравий; *4* — песок грубозернистый; *5* — песок мелкозернистый; *6* — песок тонкозернистый; *7* — суглинок валунный; *8* — почвенный слой; *9* — микросбросы; *10* — осыпь

депрессия с абсолютными отметками около 200 м, которая выполнена озерно-ледниковыми отложениями. В центре они представлены алевритами мощностью в несколько метров, а по краям — часто грубыми песками с включением гравийно-галечного материала. Положение края этого озерно-ледникового водоема маркируется полями валунно-галечного материала, иногда в виде «валунных мостовых», расположенных на пологих внутренних склонах конечноморенной гряды. Можно наблюдать несколько уровней спуска этого водоема. Наличие уровней подчеркивается ложбинами, «опирающимися» на них. На фоне плоской озерно-ледниковой равнины — днища былого бассейна — возвышаются невысокие холмы (до 5—10 м), сложенные или валунным суглинком или песками с большим количеством обломочного материала. Как сама гряда, так и ее склоны имеют сложную морфологию. Здесь отмечается большое количество ложбин ледникового стока. Их особенно много на восточном склоне, они узкие, разветвляющиеся. Сложность рельефа этого склона обусловливается наличием здесь камов и камовых террас.

На наиболее возвышенной части гряды, где широко развит крупнохолмистый рельеф мертвого льда с термокарстовыми западинами, ложбины ледникового стока фиксируют ярусность рельефа, что выражается в «слепом» их окончании. Для основной части гряды характерен рельеф, сложенный валунным суглинком с отторженцами флювиогляциальных песков, часто сильно перемятых и «поставленных на голову». В целом формы мертвого льда развиты незначительно.

Отличительной особенностью западного склона Лихославльской гряды является наличие в верховьях ложбин ледникового стока, циркообразных понижений размером до 1—1,5 км в диаметре, занятых в на-

стоящее время болотами. Последние, скорее всего, имеют термокарстовое происхождение.

Малая Лихославльская гряда по геологическому строению и морфологии в миниатюре повторяет главную гряду.

С востока и юго-запада к Лихославльским грядам примыкают участки плоского рельефа, осложненного различными по величине невысокими грядками с холмиками и полого-волнистыми склонами. Абсолютная высота колеблется от 170 до 190 м. Слагающая этот рельеф основная морена представлена темно-коричневыми валунными суглинками, в основании со скоплением крупных валунов диаметром до 1 м и более, она несет следы кливажа.

В Рамешковском районе Калининской области также имеются следы временных осцилляций отступавшего края ледника, выразившиеся в образовании напорных морен-гряд и холмов в районе деревень Заклинье, Михайловское и др. Большинство из этих всхолмлений сложено гравийно-валунными песками с сильной смятостью слоев. Хорошие обнажения их наблюдались А. И. Москвитиным (1940) и большинством исследователей этого района у Моркиных гор.

Положение активного края в эту фазу обозначается моренной грядой, имеющей широкое простирание, осложненной песчано-гравийными холмами. Впервые изучавший ее А. И. Спиридонов (1938) назвал гряду Моркиногорской. Гряда, как справедливо отмечает А. А. Асеев (1974), огибает с юга Верхнемоложскую ледниковую гляциодепрессию (языковый бассейн). Наиболее высокая часть этой гряды имеет относительные высоты 50—60 м. Крутосклонные Моркины горы, сложенные песчано-гравийным материалом, несут следы гляциодислокаций, что отмечалось всеми исследователями (Спиридонов, 1938; Москвитин, 1940; Последний ледниковый покров..., 1969). Местами в Моркиных горах, как и на других краевых образованиях этой зоны, развиты покровные отложения, представленные супесями. В западной части Моркиных гор простирание гряд изменяется. Один из крупных холмов этого района вытянут в северо-восточном направлении, представляя собой ледораздел между двумя небольшими языками.

Что касается деградации оледенения в пределах возвышенностей Бежецкого Верха, то в целом можно согласиться с проведенной А. А. Асеевым (1974) ее реконструкцией по характеру угловых сочленений полос грядово-холмистого рельефа. Один узел сочленения А. А. Асеев выделяет в излучине р. Верхней Мологи, другой — юго-западнее г. Красный Холм в верховьях р. Уйвеши и последний — в западной части Овенищенской возвышенности, южнее ст. Ясенево. По представлениям авторов, последний узел является частью основного ледораздела между Москворецким и Мещерским потоками. К нему в районе г. Красный Холм и несколько южнее причленяются Лихославльско-Бежецкие краевые зоны.

Основная ориентировка гряд конечных морен Бежецкого района юго-запад — северо-восток, между ними протягиваются узкие неширокие низины (скорее всего остатки гляциодепрессий), одна из которых наследуется р. Мологой от ее верховьев до г. Бежецка. Гряды не имеют большой протяженности; они невысокие, склоны их пологие, строение сложное, сходное со строением Лихославльских гряд и Моркиных гор.

Наиболее изучен участок краевой зоны в районе ст. Шишково. Развитый здесь рельеф вошел в литературу под названием «Шишковские камы». Однако здесь имеются монументальные гряды с пологими склонами, разделенные ложбинами. Иногда вместо гряд тянутся в том же направлении, т. е. с юго-запада на северо-восток параллельно полотну проходящей здесь железной дороги цепочки крупных холмов.

Рельеф поверхности гряд и крупных холмов осложняется насаженными на них мелкими холмами, именуемыми в этой местности «шишами». Эти «шиши», разделенные часто заболоченными западинами, об-

разовались, вероятно, в условиях, когда лед, потеряв активность, стал мертвым, сами же гряды, скорее всего, представляют собой конечные морены. Сглаженность склонов гряд и холмов позволяет связывать эти формы рельефа с московским, а не валдайским ледниковым покровом, как думают некоторые исследователи.

Бурением установлено, что уровень залегания коренных пород в районе развития гряд приподнят по сравнению с окружающими пространствами, что, возможно, обусловило остановку здесь края отступавшего льда. Абсолютные высоты этого рельефа колеблются около 200 м, самый высокий «шиш» имеет отметку 220,7 м. Относительные высоты составляют 70—80 м.

«Насаженные» на гряды холмы сложены разнозернистыми песками с гравием, галькой и валунами. Как показало бурение, большая роль в строении гряд принадлежит валунному суглинку. С поверхности обычно залегают маломощные покровные супеси. Ложбины и бессточные западины, разделяющие отдельные холмы, выполнены алевритами, глинами, тонким песком, песком с гравием, галькой и др.

Образование гряд окрестностей ст. Шишково — результат деятельности активного, осциллирующего края московского ледникового покрова; эти гряды с полным основанием можно отнести к конечным моренам. Холмы, западины, которыми изобилуют поверхности гряд, скорее всего, образовались несколько позже, после того, как край активного льда переместился далее к северо-западу, а этот район был покрыт мертвыми льдами.

Самой северной полосой краевых образований, развитой уже близ границы валдайского оледенения, являются Покров-Коноплинская и Карамышевская гряды, которые протягиваются от ст. Максатиха в направлении к с. Сандово. Они описывались А. Миссуной (1909), А. И. Спиридоновым (1938), А. А. Асеевым (1974) и др.

Гряды протягиваются с перерывами от с. Воробьева до ст. Дынино, имея в длину около 60 км. С обеих сторон гряды простираются заболоченные низины. Местами гряды имеют вид узкого вала, а иногда их ширина достигает 6 км. Они сложены главным образом валунными суглинками и валунами (Москвитин, 1940). Поверхность гряд в тех местах, где их ширина увеличивается, имеет вид слегка волнистой равнины. Северо-западный склон Покров-Коноплинской гряды осложнен мелкими холмами, нередко крутосклонными, сложенными песками. Присутствие этого песчаного рельефа, сохранившего «свежесть ледникового облика», служит причиной дискуссии относительно возраста гряд.

Исследователи последних лет, обсуждая проблему возраста Покров-Коноплинской и Карамышевской гряд, в целом единодушно высказываются в пользу ее московского возраста. Наличие указанного выше песчаного рельефа на северо-западных склонах гряд одними исследователями объясняется возможным проникновением в низины, прилегающие с севера к этим грядам, отдельных маломощных языков валдайского оледенения, а другими — лучшей сохранностью ледниковых форм рельефа, сложенных песчаным материалом, по сравнению с ледниковыми формами рельефа, сложенными валунными глинами или суглинками. Таким образом, все исследователи, не сомневаясь в образовании рассматриваемой гряды активными льдами, считают ее конечноморенной. А. И. Спиридонов счел возможным отнести ее к числу напорных.

В полном противоречии с этим мнением находится высказывание некоторых исследователей (Симонова, Третьяков, 1976) относительно генезиса рельефа, развитого в северо-восточной части Калининской области, в частности Покров-Коноплинской гряды. Указанные авторы, справедливо отмечая развитие на этой территории полос холмисто-грядового рельефа, связывают его образование исключительно с мертвым льдом. Такого генезиса, по мнению этих исследователей, является, например, холм, представляющий собой «лежащую антиклинальную складку, опрокинутую на восток».

К северу и югу от описываемой краевой зоны на территории рассматриваемого потока тянутся обширные низины. В целом эта территория характеризуется неоднородным рельефом. Здесь имеется множество еще более пониженных (по отношению к низине в целом) участков, сильно заболоченных, часто с небольшими остаточными озерами. Эти понижения оконтуриваются дугами гряд, выпуклые части которых обращены на юго-юго-восток. Относительные высоты их составляют 20—25 м. По всей вероятности, край льда был расчленен на множество мелких языков. На участках их сочленения развиты или субмеридионально ориентированные гряды, или холмистый рельеф. Последний в плане часто имеет вид треугольника с широким основанием в южной части, где к нему примыкают дуги конечноморенных гряд. Этот тип рельефа хорошо выражен на участке между ст. Спирово и ст. Максатиха, в районе деревень Раменье, Трестна и др.

В низине, простирающейся к северу от ст. Максатиха, также развит рельеф, созданный мелкими ледниковыми языками. В целом низина сильно заболочена, а к возвышающимся грядкам приурочены населенные пункты и дороги этого района (деревни Сельцо, Киевка, Заручье, Гостиница, Буденовка, Дубище и др.). Гряды, оконтуривающие понижения — гляциодепрессии, сложены разнозернистыми песками, гравием, валунными суглинками. Местами наблюдаются смятия слоев (например, в карьере, расположенном в 12 км от Максатихи).

Коломенско-Краснохолмская ледораздельная зона

Коломенско-Краснохолмская ледораздельная зона разделяет Москворецкий и Клязьминский потоки. Протяженность ледораздела около 450 км, ориентировка север-северо-запад, а на отдельных участках — близкая к меридиональной. Эта ледораздельная зона проходит от г. Коломны на северо-северо-запад, несколько западнее ст. Куровской на ст. Павлово-Посад, между Загорском и г. Струнино, далее на Калязин — Кашин — Юркино — Октябрь — Красный Холм и несколько севернее г. Весьегонска. Описываемый ледораздел по сравнению с другими ледоразделами геоморфологически выражен гораздо менее отчетливо. Здесь нет, как в других ледораздельных зонах, ни крупных островных возвышенностей, ни валов или гряд большой протяженности, а преобладают мелкие формы рельефа: грядки или цепочки холмов преимущественно северо-северо-западной ориентировки. В то же время при детальном рассмотрении структуры Москворецкого и Клязьминского ледниковых потоков московского ледникового покрова его положение выявляется вполне определенно: количество краевых образований, маркирующих положение льдов на разных этапах деградации обоих потоков, разное, что говорит о некоторой автономии потоков; полосы краевых образований как бы примыкают к ледораздельной зоне, не прослеживаясь при этом по другую его сторону; в пограничной зоне потоков отчетливо видно несовпадение, как бы смещение относительно друг друга цепочек грядово-холмистого рельефа, хорошо прослеживающихся внутри каждого потока. Так, на широте г. Талдома в пределах Москворецкого потока хорошо выделяется так называемая Талдомская гряда, а севернее ее — безымянная гряда, которая подходит у д. Андреевское под углом к Коломенско-Краснохолмскому ледоразделу.

Южный участок Коломенско-Краснохолмской ледораздельной зоны расположен южнее Клинско-Дмитровской гряды. Выраженность в рельефе этого участка по сравнению с северным участком еще слабее. Это связано с тем, что он приходится на границу двух типов рельефа: водно-ледниковой, озерно-ледниковой и моренной Окско-Москворецкой равнины с абсолютными отметками 160—180 м и плоской заболоченной озерной и водно-ледниковой Мещерской низменной равнины с абсолютными отметками 130—140 м. Первая равнина отделяется от второй усту-

пом, к которому и приурочен на этом участке Коломенско-Краснохолмский ледораздел. Вдоль уступа проходят долины рек Осётра, Оки и Москвы. Этот уступ выражен и в рельефе дочетвертичных пород. Перепад высот — от плато с абсолютными отметками 150—160 м (в пределах Окско-Москворецкой равнины) до 120—130 м (в пределах Мещеры). На участке от г. Воскресенска до г. Коломны (и несколько южнее, примерно до широты г. Луховиц) ледораздельная зона выражена в виде цепи меридионально вытянутых холмов, местами слившихся и образующих небольшие возвышенности: Тимшинскую, Щуровскую и Алтуховскую. В их пределах наблюдаются участки выходов на поверхность дочетвертичных пород (несколько восточнее Ильясово и к северу от Алтухово). Высота отдельных холмов, сложенных моренными отложениями,— до 20—30 м. Абсолютные высоты современного рельефа в пределах Тимшинской возвышенности 185 м, Щуровской — 160 м, Алтуховской — 209 м. В целом невысокий рельеф этой южной зоны Коломенско-Краснохолмского ледораздела обусловлен особенностью динамики ледника на участке, примыкающем с юга к Клинско-Дмитровской гряде: грядово-холмистый рельеф в пределах Москворецкого и Клязьминского потоков выражен очень нечетко, он имеет зачастую «утопленный» характер.

Центральный участок Коломенско-Краснохолмской ледораздельной зоны намечается в пределах Клинско-Дмитровской гряды между Загорском и г. Струнино, где он выделяется в виде срединного массива, в составе которого преобладают крупные холмы, сложенные валунным суглинком. Северный участок является наибольшим по протяженности. Он начинается от Клинско-Дмитровской гряды, на широте Загорск — Струнино, и прослеживается в северо-северо-западном направлении к г. Калязину. На этом отрезке в пределах Волжско-Нерльской флювиогляциальной и озерно-ледниковой равнины, по которой проходит современная долина р. Нерли (Волжской), в районе деревень Хмельники, Фелисово, Копкино прослеживаются отдельные холмы и группы холмов, имеющие абсолютные высоты до 200 м. Холмы, сложенные валунными суглинками, как бы «утоплены» среди флювиогляциальных полей. В связи с этим холмы слабо выражены в рельефе и имеют небольшие превышения — 10—15 м, редко 20 м, пологие склоны, уплощенные вершины. Холмы, как правило, группируются в небольшие по протяженности гряды преимущественно северо-северо-западного простирания. Большая роль в рельефе этой части северного участка Коломенско-Краснохолмской ледораздельной зоны принадлежит ложбинам стока талых ледниковых вод, ориентированных согласно с грядами. В рельефе дочетвертичных пород ледораздел приурочен на этом участке к водоразделу с абсолютными высотами до 80—90 м, а на самом юге его в районе д. Ведомщи известен эрозионный останец, сложенный дочетвертичными отложениями.

Вдоль западной границы Коломенско-Краснохолмского ледораздела к югу от г. Калязина прослеживается в рельефе дочетвертичных пород долина, выполненная сложным комплексом ледниковых и водно-ледниковых отложений, мощность которых на отдельных участках достигает 150—200 м. Эта долина протягивается в юго-юго-западном направлении вплоть до северного уступа Клинско-Дмитровской гряды, где она сливается с магистральной долиной, проходящей вдоль уступа.

В районе Калязина и к северу от него положение Коломенско-Краснохолмской ледораздельной зоны неясно, ибо здесь развита озерно-ледниковая равнина с абсолютными высотами 140—150 м, местами до 165 м. В рельефе дочетвертичных пород проходит правый водораздельный склон долины Пра-Волги. На этом участке имеются моренные и песчаные холмы преимущественно субмеридиональной ориентировки, высотой 5—15 м, размерами 50×100 м — 0,5×2,0 км². Склоны их пологие, выпуклые, вершины слабо уплощенные. Далее к северу ледораздельная зона прослеживается в районе Сонковского и Овенищенского участков, где хотя в современном рельефе и отсутствуют ярко выраженные лед-

никовые аккумулятивные формы, но отмечаются сильно повышенное (по сравнению с расположенной с востока Молого-Шекснинской низиной) положение рельефа дочетвертичных пород (Спиридонов, 1938). Наибольшие ее высоты находятся в южной части (у с. Беклемишево 215 м). Среди равнины расположены отдельные плоские холмы, наиболее крупные из которых приурочены к западному склону возвышенности. Склон, обращенный к северо-востоку (к Красному Холму), очень четкий, снижение высот на восток идет постепенно. В районе ст. Овенище поверхность достигает 253 м абсолютной высоты. Рельеф возвышенности и здесь необычно плоский. Положение Коломенско-Краснохолмской ледораздельной зоны после Сонковского участка неясно. Можно предположить, что она простирается в направлении на Кесьму и Сандово. На это, в частности, указывает развитый в районе Сандово холмисто-грядовый рельеф, сложенный песчаными, гравийными отложениями и валунными суглинками и имеющий меридиональную ориентировку.

В целом Коломенско-Краснохолмская ледораздельная зона выражена в современном рельефе слабо. О ее былом существовании говорит холмисто-грядовый рельеф или группы холмов, образующие цепочки в основном северо-западного и субмеридионального простирания и ложбины стока того же простирания. Бóльшая часть Коломенско-Краснохолмской ледораздельной зоны совпадает с относительно высокими участками рельефа дочетвертичных пород. Следует отметить, что строение рельефа этой зоны до настоящего времени изучено слабо, что не позволяет оценивать степень активности ледниковых потоков, лопастей, языков, действовавших на этой территории.

Клязьминский ледниковый поток

Клязьминский ледниковый поток, расположенный между Коломенско-Краснохолмской и Судиславльской ледораздельными зонами, оканчивался четырьми лопастями: Верхнеклязьминской, Нерльской, Нерехтинской и Костромской. Общая протяженность потока с севера на юг достигала 400 км при ширине по фронту до 300 км. Результаты петрографических исследований позволяют рассматривать в качестве питающей провинции район Онежского озера. Ориентировка форм ледникового рельефа и обломочного материала, заключенного в морену, свидетельствует о продвижении льдов в юго-восточном направлении.

Структура и динамика потока в значительной мере предопределялись строением домосковского рельефа, который в основных чертах повторяет дочетвертичный. В рельефе дочетвертичных пород выделяются: Угличско-Борисоглебская возвышенность, восточная оконечность Клинско-Дмитровской гряды с абсолютными отметками до 200 м и выше, невысокое Суздальское плато и примыкающая к нему относительно сниженная юго-западная часть Галичско-Чухломской гряды. Значительную часть территории занимают депрессии: Нерльско-Балахнинская, Ростовско-Ярославская, Ярославско-Костромская и частично — Молого-Шекснинская, днища которых прорезаны разветвленной сетью глубоких эрозионных ложбин. Последние в зависимости от направления либо способствовали ускоренному ледниковому стоку (система ложбин Корожечна-Улейма, Юхоть — Пахма и др.), либо тормозили продвижение льда (Плещеево-Нерская ложбина).

Современный рельеф в общих чертах является унаследованным. Здесь выделяются низины: Мещерская, Нерль-Клязьминская, низменность озера Неро, Костромская и южная окраина Молого-Шекснинской. В центральной части территории располагается Угличско-Борисоглебская возвышенность с абсолютными высотами до 250—300 м, в юго-западной — Смоленско-Московская возвышенность и часть Клинско-Дмитровской гряды с абсолютными отметками 200—250 м. В юго-восточном обрамлении потока принимает участие Галичско-Чухломская гряда (абсолютные отметки 160—180 м).

Краевые образования, маркирующие предельное распространение льда, местами замаскированы водно-ледниковыми отложениями, что особенно проявляется в западной части потока, где функционировали Верхнеклязьминская и Нерльская ледниковые лопасти. Согласно представлениям авторов, южная граница Верхнеклязьминской лопасти проходила от г. Луховиц юго-восточнее г. Шатуры, восточнее г. Рошаля, близ г. Собинки и далее к г. Владимиру.

Краевые образования у Луховиц представлены участками холмистого рельефа с абсолютными высотами 145—160 м, образующими дугу, вупуклую на юг. Она окаймляет расположенную севернее гляциодепрессию, заполненную озерно-ледниковыми отложениями и прорезанную террасами р. Оки. Относительные высоты холмов 9—10 м, на северо-восточном конце дуги — 4—5 м. Крутизна склонов — 8—9°. В их строении принимают участие прослои песка разного гранулометрического состава (мощностью 5—6 м), чередующиеся с безвалунными суглинками (мощностью более 10 м). В 1 км западнее деревень Прямоглядово и Ассошинки холмы моренные. Южнее краевой зоны прослеживается серия мелких, радиально расположенных ложбинок стока.

Краевые образования, наблюдающиеся к югу от г. Егорьевска, приурочены к поднятию домосковского ложа. Абсолютные высоты поверхности в окрестностях д. Тимошино колеблются от 130 до 179 м, а к востоку от пос. Фосфоритный — от 168 до 214 м. В сложении холмов участвует как моренный материал (мощностью до 10 м), так и песчаный, местами грубый — песчано-гравийный. С проксимальной стороны к холмистой зоне примыкает озерно-ледниковая равнина, а с дистальной — отходит серия мелких ложбинок стока. К северо-востоку от Егорьевска краевой рельеф можно проследить с большим перерывом к д. Зворково. В этом районе гряды частично моренные, частично песчаные с ядром из коренных пород, они окаймляют гляциодепрессию, занятую в настоящее время долиной р. Нерской. Они были описаны еще А. П. Хаустовым (1931), который отмечал в песке большое количество включений гальки и валунов кремня, темно-серого песчаника, кварца и гранита. Резкие формы гряд обусловлены их вторичной эрозией. Участки всхолмленного рельефа наблюдаются с внутренней стороны гляциодепрессии, в окрестностях д. Яковлево.

К северо-западу от пос. Шатурторф расположена узкая гряда северо-восточного простирания, которая возникла, по-видимому, на границе двух ледниковых микроязыков. Она рассечена многочисленными ложбинами стока, освоенными долинами мелких современных речек и сложена переслаивающимися разнозернистыми, часто грубыми песками и моренными суглинками. Фрагменты гряд, маркирующие положение края ледника в одну из его осцилляций, протягиваются в направлении на города Куровское, Шатуру и далее к югу от г. Рошаля.

Небольшие участки краевого рельефа наблюдаются южнее г. Орехово-Зуево и севернее г. Петушки. В основном это невысокие гряды, слабо возвышающиеся над плоскими заболоченными озерно-ледниковыми равнинами. В плане они чаще образуют дуги, окаймляющие ледниковые языки.

На участке от Луховиц до Клязьмы краевые образования расчленены большим количеством ложбин ледникового стока, ориентированных преимущественно в субмеридиональном направлении, местами они сближены и образуют зандровые поля.

Северная часть Верхнеклязьминской лопасти имеет аналогичное строение, но абсолютные высоты поверхности здесь значительно выше, а заболоченность в целом меньше. Относительно большие по площади участки заняты пологоволнистой моренной равниной (районы городов Киржач, Кольчугино, северо-западнее г. Александрова) и лишь на отдельных участках перекрыты маломощными озерно-ледниковыми осадками.

Конечноморенные гряды северной части Верхнеклязьминской лопасти, развитые южнее г. Кольчугина и на широте г. Юрьев-Польского, выражены более четко. В верховьях р. Поли и в районе пос. Берендеево отмечаются небольшие межъязыковые массивы с относительно высоким холмистым рельефом. С запада и востока к ним примыкают моренные гряды, а к югу отходят многочисленные ложбины стока талых ледниковых вод, наиболее крупные из которых наследуются реками Полей и Киржачем. Восточнее г. Бовлены и на междуречье Поли и Колокши моренные гряды, ориентированные в субмеридиональном направлении, разделяют Песочненский и Колокшинский языки. Они расчленены многочисленными субмеридионально ориентированными узкими ложбинами ледникового стока и на широте пос. Лакинский «тонут» под озерно-ледниковыми отложениями.

В пределах Мещерской низменности обширные равнины с абсолютными высотами от 140 до 160 м, сложенные маломощными песками, супесями, суглинками, большинством исследователей относились к зандрам. Детальное рассмотрение геологических разрезов на участке Кольчугино — Шатура показало, что эти отложения были сформированы в условиях озерно-ледниковых бассейнов, постепенно сокращающихся и образующих ряд уровней.

Соотношение форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, наблюдаемое в Мещерской низменности, показывает, что озерно-ледниковые отложения выполняют различные по размеру гляциодепрессии.

Нерльская ледниковая лопасть имеет относительно простое строение. Небольшие грядки, возвышающиеся над равниной на 10—15, реже — 20 м, сложенные песком, валунным суглинком, гравийным материалом, фиксируют положение языков, развитых в пределах этой лопасти.

Верхнеклязьминская и Нерльская лопасти разделяются высоко поднятым беспорядочно-холмистым рельефом, развитым на участке к северу от г. Юрьев-Польского до г. Владимира и протягивающимся далее на юго-юго-восток к г. Судогде. В цоколе межлопастного массива залегают дочетвертичные породы, кровля которых имеет высокие абсолютные отметки. Севернее долины Нерли этот массив не выражен в рельефе. Вероятно, поток здесь не разделялся на лопасти. Краевые образования, окаймляющие отдельные языки, прослеживаются от Коломенско-Краснохолмского ледораздела до восточной границы Нерльской лопасти.

Севернее г. Переславль-Залесского до широты г. Углича наблюдается большое количество сближенных конечноморенных гряд, разделенных мелкими ледоразделами (рис. 52). В целом вся эта территория имеет сложное морфологическое строение. Здесь ледниковый покров образовывал языки разного размера, занимая глядиодепрессии, например депрессию озера Неро. Наиболее сложное строение имеет Борисоглебская возвышенность, которая по совокупности развитых здесь ледниковых и водно-ледниковых типов и форм рельефа и их пространственному взаимоотношению напоминает Клинско-Дмитровскую гряду.

Южный пояс краевых образований Нерльской лопасти субширотно ориентирован. Он протягивается от с. Константинова на г. Переславль-Залесский, к г. Комсомольску и состоит из четырех-пяти зон с большим количеством частных ледоразделов, представленных небольшими угловыми массивами и ложбинами стока субмеридионального направления. Краевые зоны в плане имеют фестончатый характер, что обусловлено деятельностью большого количества ледниковых языков и микроязыков. Наиболее крупные из них, приуроченные к древним долинам, в современном рельефе заняты озерами (Плещеево, Неро).

Маргинальные зоны представлены главным образом конечными моренами (напорными и аккумулятивными). Гряды чаще всего сложены грубообломочным материалом, перекрытым «моренной покрышкой». Нередко можно наблюдать на их поверхности скопления крупных эрратических валунов диаметром более 1—2 м (Петровские и Вепревские

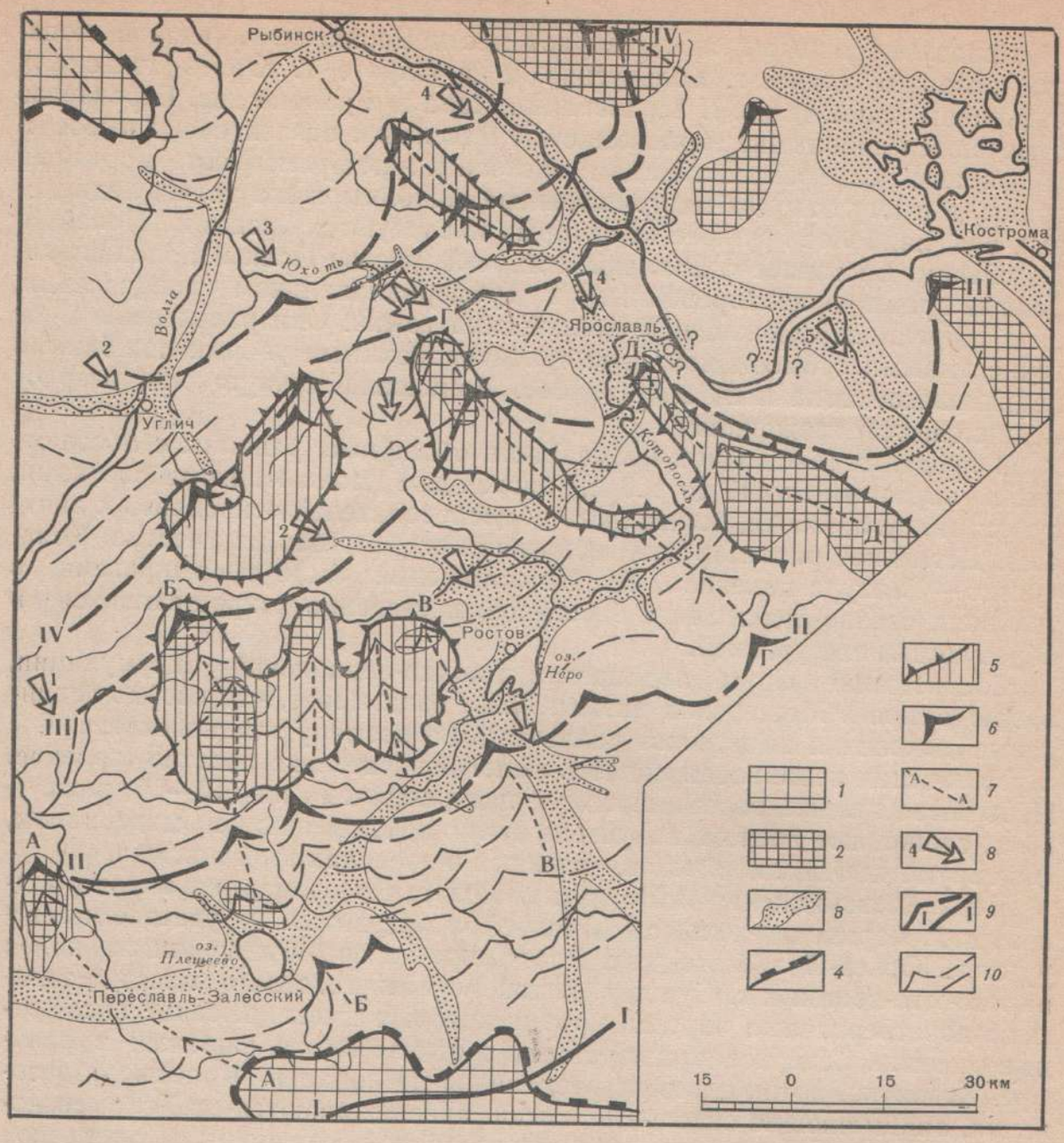


Рис. 52. Схема структуры и динамики московского ледникового покрова для Ярославского Поволжья (составила Н. Г. Судакова)

Элементы доледниковой поверхности: *1* — возвышенные участки, с абс. высотами более 120—160 м; *2* — участки с абс. высотами 80—120 м; *3* — древние речные долины с абс. высотами менее 40 м. Ледниковые формы рельефа: *4* — возвышенные ледораздельные зоны; *5* — срединные массивы; *6* — угловые массивы. Элементы структуры и динамики ледникового покрова: *7* — линии ледоразделов: *А — А* — Нагорский, *Б — Б* — Угличско-Тарховхолмский, *В — В* — Борисоглебско-Осоевский, *Г — Г* — Лаврентьевхолмско-Гавриловямский, *Д — Д* — Крестовский; *8* — направление движения важнейших ледниковых языков (*1* — Кашинско-Нерльского, *2* — Корожечно-Устьинского, *3* — Юхотьско-Которосльского, *4* — Приволжского, *5* — Солоницкого); *9* — краевые образования преимущественно трансгрессивных фаз оледенения (*I—I* — Переславль-Залесская, *II—II* — Нагорско-Петровская, *III—III* — Кимрско-Ярославская, *IV—IV* — Калязин-Даниловская); *10* — краевые образования преимущественно регрессивных этапов

карьеры). Все это свидетельствует о значительной динамической активности московского ледникового покрова.

В процессе деградации ледникового покрова часть краевых форм была погребена под водно-ледниковыми образованиями и поэтому морфологически слабо выражена. В рельефе наблюдаются лишь одни вершины гряд, возвышающиеся над поверхностью озерно-ледниковых равнин.

Весьма активным, вероятно, был Нерский ледниковый язык, образовавший обширную гляциодепрессию котловины озера Неро. Лед поступал сюда, согласно представлениям Н. Г. Судаковой, по двум нап-

равлениям: со стороны г. Углича по древней эрозионной ложбине в направлении Улейма — Устье и вдоль Могзинской древней долины. Сливаясь на широте г. Ростова, эти потоки приносили в котловину массу рыхлого материала. Мощность валунных супесей и суглинков московского возраста в наиболее глубокой части котловины озера Неро составляет около 15 м. Выше залегают флювиогляциальные пески мощностью около 10 м, перекрытые толщей ленточных глин мощностью около 24 м. Сток талых ледниковых вод осуществлялся главным образом по долинам Нерли и Ухтомы.

Севернее линии Нагорное — Ростов — Гаврилов Ям располагается второй пояс краевых образований, по морфологическим особенностям отличающийся от южного. Бóльшую часть его занимает сложно построенная Борисоглебская возвышенность, сходная по строению с островными возвышенностями или срединным моренным массивом. Она представляет собой наиболее высокую во всем Ярославском Поволжье ступень ледникового рельефа (абсолютные отметки выше 180—200 м), сложную в орографическом отношении. Выделяются два срединных массива: Тарховхолмский (выше 200—220 м) и Борисоглебско-Воронинский (с отдельными вершинами выше 200 м), тяготеющие к унаследованным выступам ледникового ложа (до 80 м абс. высоты), вблизи которых, как правило, увеличиваются мощности ледниковых отложений.

Крупнохолмистый рельеф наиболее приподнятой западной части возвышенности образован хаотическим нагромождением холмов высотой до 40 м, нередко осложненных более мелкими формами. К межхолмным понижениям и бессточным западинам приурочены болота и торфяники. Холмы сложены главным образом песчано-гравийным и валунным материалом, в том числе и наивысшая точка — Тархов Холм. С поверхности кое-где наблюдается маломощная моренная покрышка с гляциодислокациями. Судя по скважинам, пробуренным на высоких отметках, мощность ледниковых и водно-ледниковых отложений московского возраста колеблется от 40 до 70 м, а общая мощность четвертичных отложений у с. Тархов Холм, по данным В. А. Новского (1971), достигает 190 м.

На восточном крыле Борисоглебской возвышенности расположена пологохолмистая моренная равнина с отдельными участками или полосами холмистого рельефа. С поверхности всюду вскрываются либо гравийно-галечные отложения, либо валунные суглинки и супеси. На междуречье Устьи, Сары и Ильмы нередко можно наблюдать плосковершинные изолированные холмы типа «звонцев» высотой 15—20 м, диаметром до 1 км, сложенные песками и лёссовидными суглинками (у деревень Анциферово, Ломы, Поклоны).

Верхний ярус рельефа Борисоглебской возвышенности довольно крутым восточным уступом спускается к нижележащей ступени рельефа (170—150 м абс. отметки), являющейся переходной к Ростовской депрессии. На западной периферии озера Неро она характеризуется пологохолмистой и пологоволнистой поверхностью, сложенной маломощной московской мореной. Равнина осложнена здесь невысокими (5—7 м) грядами, которые местами подпруживают озерные котловины. В аналогичных условиях рельефа находятся хорошо известные опорные разрезы Ростовского района Ярославской области: овраг Черемошник и по ручью Мазиха (Шурскол) (Разрезы отложений..., 1977). Вдоль восточного подножия Борисоглебской возвышенности (деревни Козлово, Соловьево) можно проследить серию камовых террас, фиксирующих последовательные этапы дегляциации. В пределах рассматриваемой краевой полосы выделяются ледоразделы более низкого ранга. Так, на междуречье Могзы и Юхоти, Пахмы и Которосли находится неширокий, всего около 15 км, срединный массив. Участками развит среднехолмистый ледниково-аккумулятивный рельеф.

Относительно узкий коридор оставался для продвижения небольшого ледникового ответвления, осваивающего прадолину р. Которосли.

В стадию его отступания сток талых ледниковых вод на юг был затруднен, в связи с чем избыточное обводнение привело к быстрому распаду и таянию льда, потерявшего активность. В результате этого на днище и склонах гляциодепрессии вдоль р. Которосли образовались камовые холмы, сложенные чаще всего песками.

Если в южном поясе краевые зоны прослеживаются на значительные расстояния, то в северном они менее протяженные и прерываются на участке примыкания к Борисоглебской возвышенности. Ледоразделы более низкого ранга, т. е. между языками и микроязыками, здесь широко представлены мелкими угловыми массивами, от которых отходят ложбины стока.

На конфигурацию северной краевой зоны оказала влияние Угличская возвышенность, которой в погребенном рельефе также соответствует выступ коренных пород. Стационарная остановка ледникового края в этом районе, вероятно, была довольно длительной, поскольку по периферии конечноморенных образований успели сформироваться обширные зандровые поля (например, в нижнем течении р. Жабни, в долинах рек Мологи и Могзы). Зандровое «обрамление» имеют ледниково-аккумулятивные гряды на правобережье р. Волги выше г. Тутаева, в междуречье Юхоти, Пахмы и Печегды.

В отличие от крупнохолмистой Борисоглебской возвышенности, Угличская возвышенность представляет собой волнистую моренную равнину с выположенными склонами и вершинами с абсолютными отметками редко свыше 160—190 м. Средняя мощность четвертичного чехла составляет здесь, как правило, не более 50 м. Покров лёссовидных суглинков не характерен. Северные склоны возвышенности осложнены холмами различных размеров и сложения, которые группируются в гряды юго-западного — северо-восточного простирания. Наряду с ними встречаются камоподобные всхолмления, сложенные в основном песчаным материалом, и изредка — озы.

На участке Мышкино — Большое Село — Курба небольшой ледниковый язык двигался под уклон вдоль глубокой доледниковой долины Юхоть — Пахма в сторону г. Ярославля. Один из ледниковых микроязыков отклонялся к юго-востоку по Могзинской ложбине. В процессе последовательного отступания активного ледникового края в проксимальном направлении сформировалось несколько маргинальных холмисто-волнистых грядок субширотного простирания. Одна такая невысокая гряда пересекает Юхотьское понижение в районе Большого Села. Ее строение видно в карьере, где вскрыты мощные (более 10 м) дислоцированные песчано-галечные отложения. Выше залегают красные валунные суглинки (3—5 м), разбитые морозобойными клиньями, свидетельствующими о дальнейших преобразованиях моренной толщи в суровой перигляциальной обстановке. Описанная гряда прослеживается к северо-востоку в сторону пос. Варегово и далее — к г. Тутаеву, где на правобережье Волги поднимаются невысокие (5—7 м) всхолмления, сложенные гравийно-галечным материалом, местами перекрытые мореной. Всюду на поверхности — обилие крупных эрратических валунов. Вершины и склоны таких холмов лишены покрова лёссовидных суглинков.

Отток талых ледниковых вод от наиболее высокой внешней гряды осуществлялся практически по всему фронту через систему радиально расходящихся долин рек Нерли (Волжской), Могзы, Пахмы, Ити (Волжской) и др. В последующие фазиальные остановки ледникового края на проксимальном склоне гряды создавались более низкие по абсолютным отметкам маргинальные формы, затрудняющие сток. В результате подпруживания в Тутаевском Поволжье и в истоках р. Печегды образовались обширные бассейны — Эдомо-Урдомский и Вареговский, контуры которых маркируются террасовидной поверхностью, сложенной ритмично-слоистыми песками, суглинками, глинами мощностью около 4—5 м. В понижениях этой реликтовой позднеледниковой поверхности во время микулинского межледниковья существовали неглубокие

озера и болота. Некоторые из них «пережили» валдайскую эпоху (Вареговские болота). Случаи перекрытия микулинских торфяников основной мореной не известны.

Более сложная в геоморфологическом отношении картина сложилась в следующей краевой зоне, расположенной севернее. Она прослеживается ориентировочно по линии Углич — Дунилово, пересекает Волжскую долину южнее Песочное и поворачивает на северо-восток, в сторону углового массива в среднем течении р. Ухры. Особенно четко она выражена на правобережье Волги, от н. п. Улейма и вдоль шоссейной дороги Углич — Новое Село. Здесь в придорожных выемках и карьерах прослеживаются развалы крупных валунов, преимущественно магматических пород. В целом рельеф этой территории относительно слабо освоен современной эрозией. Промоины и овраги круто врезаны и имеют преимущественно V-образный поперечный профиль.

На левом берегу Волги следы ледниковой аккумуляции становятся все более завуалированными водными осадками. Тем не менее в ряде мест над уплощенной древнеозерной поверхностью возвышаются формы холмистого рельефа. Одно из крупных скоплений холмов выявлено на правом берегу р. Корожечны, откуда намечается продолжение их в виде цепи к северо-востоку — через долину Волги к верховьям р. Юхоти. Холмисто-волнистый рельеф характеризует и юго-западные окрестности с. Шестихино. Холмы прослеживаются также вдоль южной окраины Рыбинского водохранилища и в пределах Молого-Шекснинской низины.

Иные условия сложились на восточном фланге Клязьминского ледникового потока. Переуглубленные участки ложбин по линии Тутаев — Кормилицино и Константиновский — Некрасовское, ориентированные с северо-запада на юго-восток, способствовали формированию здесь мощных выводных ледников, проникавших далеко на юг по ложбине, наследуемой р. Солоницей. Небольшой по площади, но высокий угловой массив в устье р. Которосли, препятствующий продвижению льдов, обусловил образование гляциодислокаций и отторженцев триаса, юры и мела, а также «ярославской морены напора» (Москвитин, 1950, 1967).

Холмистый и грядовый рельеф, прослеживаемый в юго-восточном направлении — к верховьям р. Лахости, особенно контрастен в районе сел Путятино, Пружинино, Киселево. Эта полоса холмисто-грядового рельефа отделяет Нерльскую ледниковую лопасть от Нерехтинской.

Южная граница Нерехтинской лопасти обозначена грядами и группами пологих сильно размытых холмов, иногда погребенных под зандрами последующих стадий отступания ледника (рис. 53). Фрагменты краевых образований можно наблюдать у г. Комсомольска (Светиковское месторождение гравия, приуроченное к конечноморенной гряде), сел Буньково, Конохово. Лопасть прорезана рытвинами подледного стока, из которых наибольшую известность получили Коноховская, Хребтовская, Озерновская, Дуляпинская (Москвитин, 1967). О заметной динамической активности льдов свидетельствует наличие в моренных суглинках довольно крупных дислоцированных отторженцев коренных пород верхней юры (скв. 4, с. Райки, глубина 16,5—37,1 м) и нижнего мела (скв. 6, с. Пружинино, глубина 3,8— 15,8 м). Со стороны восточного фланга лопасти особенно выразительные гляциодислокации наблюдаются на границе ее с Левашовской ледораздельной зоной, юго-западнее с. Малые Соли. Наиболее четкие краевые образования прослежены несколько севернее г. Комсомольска, южнее сел Писцово и Дуляпино. Они оконтуривают в пределах Нерехтинской ледниковой лопасти Ухтомский, Подозерский и Дуляпинский языки.

Ухтомский язык маркируется краевыми образованиями в районе с. Мытищи и севернее г. Комсомольска. В карьере у с. Мытищи Д. Б. Орешкиным и С. Н. Тимиревой проведено изучение петрографического состава обломочного материала, среди которого из числа дальнеприносных обломков оказалось больше всего зеленокаменных пород (до 60%), в различной степени метаморфизованных. Обнаружены также

граниты и гнейсы (около 20%), кварц (до 12%), кварциты и кварцитовидные песчаники (менее 9%). Сходный состав обломков выявлен при изучении валунных проб в карьерах у деревень Тарасово, Крюково, Хребтово. Проведенные замеры угла наклона длинных осей обломков указывают на общее юго-восточное направление движения льдов лопасти. В карьере у с. Мытищи ориентировка длинных осей обломков имела восточное направление, что по-видимому, было связано с динамическим воздействием льда на домосковский рельеф.

Восточнее располагается Подозерский язык. Льды его продвигались в юго-восточном направлении по плоскодонной ложбине Солоницы — Емсны, окаймляющейся параллельными грядами холмов севернее Писцова. С проксимальной стороны краевых образований развиты болота, наиболее крупные из которых Подозерское и Писцовское, разделенные моренной перемычкой. Над ровной поверхностью болот выступают камовые холмы высотой 5—6 м. С севера к болотам примыкает широтная конечноморенная напорная гряда у с. Степашово, сложенная дислоцированным гравийно-галечным материалом и сверху — мореной.

Граница продвижения льдов Дуляпинского языка особенно четко выражена у с. Игрищи, где абсолютные отметки поверхности достигают 192,7 м. Холмы и гряды наблюдаются также у сел Арменки и Матвейково. Мелкие всхолмления, сложенные мореной, прослеживаются в южной оконечности ложбины у с. Дуляпино и д. Сочелы. Южнее д. Ступино и в районе деревень Мостичное и Березники сохранились холмы и гряды, сложенные песчаным и песчано-гравийным материалом, иногда перекрытым валунной супесью или суглинком.

После отступания льдов Нерехтинской лопасти образовался озерный водоем, связанный с древним Ярославско-Костромским бассейном. Среди моренных холмов существовали также мелкие местные водоемы, в которых накапливались сначала озерно-ледниковые отложения времени отступания московского ледника, позже — микулинские и валдайские отложения, погребенные под современными торфяниками.

Нерехтинская лопасть от Костромской отделялась Левашовской ледораздельной зоной, которая проходила в междуречье Волги и Солоницы по системе структурных поднятий с абсолютными отметками кровли мезозойских пород 100—120 м. Современный рельеф ледораздельной зоны довольно расчлененный, холмистый и холмисто-грядовый. Абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах от 160 до 200 м, относительные превышения составляют 30—40 м. Холмы — округлой и изометрической формы с мягкими очертаниями. Часто прослеживаются цепи моренных холмов, вытянутые в меридиональном или субмеридиональном направлении (у деревень Очково, Голодяево, Путятино). Холмистый рельеф развит у пос. Середы, откуда цепь изолированных холмов с пологими склонами тянется по направлению к г. Данилову. На северо-восточном берегу Рыбинского водохранилища, в области развития Пошехонской погребенной гряды с абсолютными отметками кровли коренных пород 120—140 м, контрастно выражен грядово-холмистый рельеф.

Значительную часть современной Костромской низины занимала Костромская ледниковая лопасть, которая в максимальную фазу развития оканчивалась двумя языками: Фурмановским и Плесским.

Фурмановский язык окаймлялся с юга пологими моренными холмами, с востока — полосой овальных моренных холмов, вытянутых по краю языка. В районе д. Кунестино развиты камы, сложенные отсортированными слоистыми песками и супесями, иногда с «моренной покрышкой». Севернее Фурманова в карьерах вскрыты ледниковые отложения, дислоцированные в складки. Льды Фурмановского языка занимали Яковлевскую низину. После их таяния здесь образовался залив Ярославско-Костромского озера.

Плесский язык продвигался по понижению коренных пород вдоль Волги до г. Плеса. На его конфигурацию оказала влияние зона Красно-Волжских тектонических поднятий. С запада язык маркируется конеч-

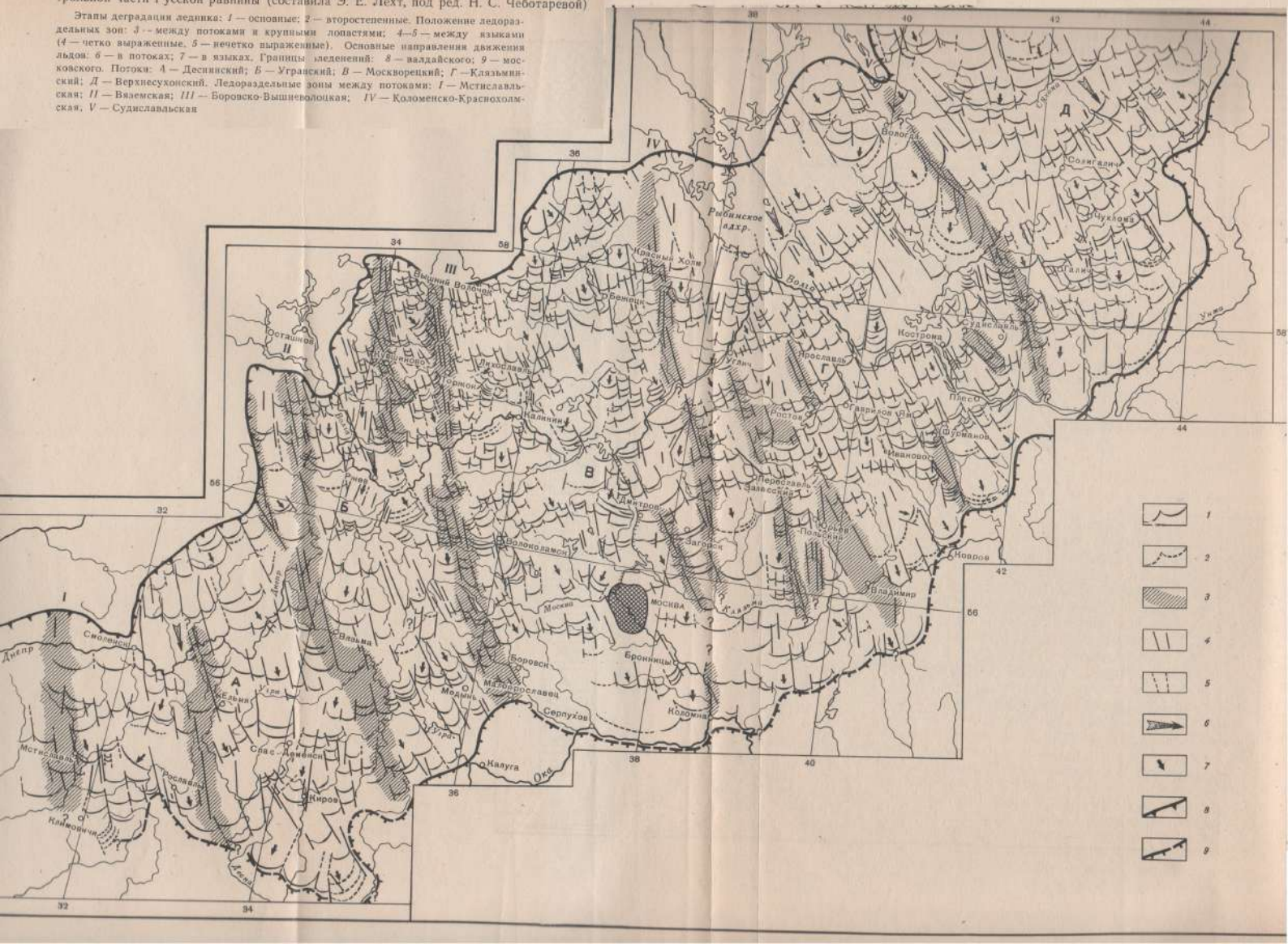
Рис. 53. Геоморфологическая карта Ярославского, Костромского, Ивановского Поволжья (составили В. В. Писарева, И. Н. Лобачев)

1 — моренные равнины: *а* — московского возраста, *б* — днепровского взораста; *2* —флювиогляциальные равнины, долинные зандры разных этапов отступания ледника (*а—г*); *3* — озерно-ледниковые равнины: *а* — московского возраста, *б* — микулинско-валдайского возраста; *4* — аккумулятивные конечные морены; *5* — конечные морены напора; *6* — камы (*а*) и озы (*б*); *7* — звонцы; *8* — межлопастные и межъязыковые возвышенности; *9* — отторженцы; *10* — граница распространения льдов ранней стадии; *11* — направление движения льдов, установленное по ориентировке обломочного материала; *12* — то же, на основании простирания краевых форм рельефа



Рис. 54. Схема структуры московского ледникового покрова периода деградации в центральной части Русской равнины (составила Э. Е. Лехт, под ред. Н. С. Чеботаревой)

Этапы деградации ледника: *1* — основные; *2* — второстепенные. Положение ледораздельных зон: *3* - - между потоками и крупными лопастями; *4—5* — между языками (*4* — четко выраженные, *5* — нечетко выраженные). Основные направления движения льдов: *6* — в потоках; *7* — в языках. Границы леденений: *8* — валдайского; *9* — московского. Потоки: *А* — Деснинский; *Б* — Угранский; *В* — Москворецкий; *Г* — Клязьминский; *Д* — Верхнесухонский. Ледораздельные зоны между потоками: *I* — Мстиславльская; *II* — Вяземская; *III* — Боровско-Вышневолоцкая; *IV* — Коломенско-Краснохолмская, *V* — Судиславльская



номоренной грядой, выраженной в рельефе на правобережье Волги у д. Горки. Гряда ориентирована с юга на север, прорезается глубокими оврагами с крутыми склонами (35—40°), сложена мореной с включениями пестроцветных глин триаса и темно-серых глин юры. Мощность отторженцев — до 2 м. Южнее Плеса в рельефе сохранились пологие моренные холмы, прорезанные оврагами и балками. На восточном фланге языка рельеф пологоувалистый. К приподнятому участку поверхности триасовых пород (до 80 м абс. высоты) приурочены холмы, сложенные разнозернистыми песками с включением гравийно-галечного материала. В Серковском овраге (близ д. Черемисово) наблюдаются ледниковые дислокации — смятые в складки пески подморенной толщи (Щукина, 1933). С проксимальной стороны краевых образований рельеф равнинный, с мягко очерченными холмами и заболоченными понижениями. Восточный фланг Плесского языка маркируется насыпными конечноморенными грядами.

Сток ледниковых вод на раннем этапе дегляциации осуществлялся в юго-восточном направлении по древней ложбине доледникового рельефа ниже Плеса.

Заполнив Ярославско-Костромскую депрессию, значительная часть лопасти превратилась в глыбу мертвого льда, которая оторвалась от подвижного фронта по линии, проходящей в районе с. Левашово, южнее г. Костромы, по направлению к г. Судиславлю. Граница активного ледникового края на правобережье Волги прослеживается по конечноморенным холмам и грядам широтного направления в районе сел Левашово, Лихообразово, Дубенка, на междуречье Черной и Волги, южнее Городища. Гряды состоят из сочетания слившихся холмов, вершины которых достигают абсолютных отметок 170—200 м; относительная высота их над окружающей местностью 30—40 м, крутизна склонов до 25°.

В районе д. Бакшейки и южнее г. Костромы грядово-холмистый рельеф сильно расчленен. Слагающие его отложения имеют довольно пестрый состав — от валунных суглинков с крупными песчаными линзами до грубых песков с галькой (д. Дубенка). Нередко в морене наблюдаются валуны гранита (диаметром до 3 м), габбро-диорита, кварцита (д. Косково). Иногда встречаются отторженцы дочетвертичных пород. На правом берегу Волги у Костромы скважиной в интервале глубин 24,4—57,7 м был пройден отторженец из переслаивающихся триасовых и юрских пород, заключенных в морену.

По понижению древнего рельефа вдоль Волги до устья Покши продвигался язык, получивший название Покшинского (Асеев, 1974). К западному борту языка приурочен крупнохолмистый рельеф с абсолютными отметками до 140—145 м, который прослеживается от Костромы к д. Дьяконово. В юго-восточной оконечности языка, в районе д. Иконниково, встречаются крутосклонные моренные холмы высотой 25—30 м, сложенные опесчаненным валунным суглинком с не выдержанными по мощности прослоями разнозернистого песка. Среди валунов отмечены граниты, гранодиориты, серые гнейсовидные граниты. В составе галек (из числа дальнеприносных) много шокшинских кварцито-песчаников, встречаются кварц-серицит-хлоритовые сланцы, пегматиты. Ориентированность обломочного материала преимущественно северо-западная (с азимутом наклона длинных осей около 300°). Восточный борт языка оконтурен пологими холмами и грядами. В строении конечноморенной гряды у д. Б. Андрейково участвуют валунные суглинки и супеси с прослоями и линзами гравелистого песка. Обломочный материал состоит из гранитов, диабазов, песчаников, окремнелых известняков, кварца. Близ русла Покши отмечается скопление крупных валунов. Здесь же в карьере наблюдаются дислоцированные ленточные глины и пески. С севера Покшинский язык замыкает фронтальная морена напора (Москвитин, 1950), свидетельствующая об активности рецессирующего ледникового края.

От Костромы полоса конечноморенных гряд и холмов проходит по

водоразделам Волги и Мезы, Мезы и Андобы. Здесь краевые образования окаймляют замкнутые плоские котловины неправильной формы, занятые болотными массивами, образовавшимися на месте существовавших ледниковых озер или временных водотоков. После отступания ледника развивающаяся гидрографическая сеть использовала эти болота как области питания, а понижения в рельефе определили на отдельных участках направление долин современных рек. Прерывистые аккумулятивные гряды прослеживаются по направлению к Судиславлю вдоль железнодорожного полотна Кострома — Галич. Они ориентированы с юго-запада на северо-восток и сочленяются с напорными грядами Судиславльской ледораздельной зоны. Во время дегляциации сток ледниковых вод шел на северо-запад в сторону Костромской низины по ложбинам, унаследованным левыми притоками Костромы. В этом же направлении осуществлялся и подледный сток.

В результате деградации ледника омертвевшая часть лопасти отчленилась от активной по линии Середа — Горки — Сусанино, чему способствовал повышенный рельеф коренных пород с абсолютными отметками 100—140 м. В пределах оставшейся части лопасти функционировали языки: Мезинский, Андобский и Шаченский.

Позднее север Костромской и частично Сухонской низины занимал Буйский язык. Граница его слабо выражена в рельефе, только западнее г. Буя она маркируется узкой грядой. В процессе таяния глыб мертвого льда сток происходил как в южном, так и северном направлении.

На последнем этапе дегляциации лопасти, по-видимому, функционировал язык, продвигавшийся по Комеловской низине. О его активности свидетельствуют мелкие отторженцы коренных пород, которые наблюдаются в обнажениях по р. Комеле и к югу от г. Вологды. Не исключено, что существование этого языка, как и соседнего, освоившего Лежскую низину, следует связывать с одним из этапов дегляциации Судиславльской ледораздельной зоны.

Судиславльская ледораздельная зона

Судиславльская ледораздельная зона, отделяющая Клязьминский ледниковый поток от Верхнесухонского, протягивается с северо-запада на юго-восток, по направлению от г. Вологды к г. Судиславлю. Она пересекает Вологодскую, Даниловско-Грязовецкую и юго-западную часть Галичской возвышенности, современный рельеф которых сформировался в основном во время московского оледенения. В гораздо меньшей степени обнаруживается связь это ледораздельной зоны с древними структурами. Так, к судиславльской структуре, вытянутой с северо-запада на юго-восток, тяготеют островные возвышенности ориентированные в этом же направлении. В их цоколе залегают верхнеюрские и нижнемеловые породы, кровля которых располагается на абсолютных отметках 120—142 м. Сверху мезозойские отложения перекрыты московской мореной мощностью более 40 м с отторженцами. Мелкие отторженцы водно-ледниковых осадков можно наблюдать в старом карьере вблизи ст. Судиславль.

В дистальном направлении островные возвышенности постепенно сменяются конечноморенными грядами, вытянутыми с северо-востока на юго-запад и расположенными кулисообразно. Особенно четко они прослеживаются на седьмом километре шоссейной дороги от г. Судиславля к пос. Островскому. Гряды незначительны по протяженности (до 1 км) и высоте (10—15 м), со склонами крутизной 10—15°. Примерно на десятом километре этого же шоссе к ним примыкает обширная, весьма выровненная зандровая равнина с общим уклоном поверхности к юго-востоку. К островным возвышенностям причленяются конечноморенные гряды Костромской лопасти Клязьминского потока, вытянутые с северо-востока на юго-запад. Менее четкие гряды, ориентированные с северо-запада на юго-восток, подходят к ледораздельной зоне со стороны Галичской лопасти Верхнесухонского потока. Северо-западнее Судис-

лавля наблюдаются моренные холмы с абсолютными отметками 160—200 м, чередующиеся с неглубокими озерными котловинами и заболоченными впадинами. К высоким отметкам современного рельефа (202,0 м) междуречья Шачи и Тебзы приурочены столообразные звонцовые поверхности, сложенные озерно-ледниковыми глинами мощностью 4—5,3 м.

В пределах Костромской низины ледораздельная зона «теряется». По-видимому, здесь она погребена под водно-ледниковыми отложениями древнего Ярославско-Костромского озера, куда осуществлялся основной сток ледниковых вод во время дегляциации. Это привело к развитию широких долин левых притоков Костромы, не соответствующих современному малому стоку рек. Холмы и гряды начинают прослеживаться северо-западнее. Они приурочены к Дьяконовскому поднятию триасовых пород, выходы которых на дневную поверхность можно наблюдать по р. Кореге — правому притоку р. Костромы. Аккумулятивные холмисто-грядовые формы, сложенные мореной, развиты в пределах Даниловско-Грязовецкой возвышенности, где абсолютные отметки поверхности колеблются от 150 до 250 м. Здесь, в районе г. Грязовца, в дочетвертичном рельефе выделяется макроструктура с абсолютными отметками кровли песчано-глинистых мезозойских и неогеновых пород в 120—130 м, приподнятая по отношению к днищам низин на 60—80 м. Следует отметить, что если в юго-восточной части ледораздельной зоны в строении домосковского рельефа днепровские и более ранние четвертичные образования не играли существенной роли, то в пределах Даниловско-Грязовецкой и Вологодской возвышенностей они значительно «нарастили» доледниковый рельеф. В современном рельефе Даниловско-Грязовецкой возвышенности преобладают крупные холмы с пологими склонами, чаще вытянутой или овальной формы. Холмы ориентированы в меридиональном или северо-восточном направлении. Иногда они приобретают грядообразную форму и достигают в плане размеров 2,5×0,75 км. Понижения между ними значительно углублены современной эрозией (до 25—30 м). Гряды расположены на продолжении массива холмисто-моренного рельефа, находящегося к западу от г. Грязовца. По их гребням проходит Волго-Сухонский водораздел.

В пределах Вологодской возвышенности один из поясов краевых образований московского оледенения представлен в виде обширных массивов холмисто-моренного рельефа, вытянутых в широтном направлении. В плане они напоминают гряду. Она состоит из чередующихся возвышенных уплощенных участков рельефа и понижений. Абсолютные высоты гряды 180—236 м, относительные — 60—120 м. Юго-восточный склон гряды круто спускается к Комеловской низине, северный и северо-восточный — расплываются. На северо-западе в районе ст. Кипелово гряда сильно размыта и представляет собой скопление высоких (до 50 м) разрозненных холмов, чередующихся с озерными долинообразными понижениями, выстилаемыми микулинскими озерно-болотными отложениями. В настоящее время здесь сохранилось два небольших по размеру реликтовых озера — Дмитровское и Косковское.

Верхнесухонский ледниковый поток

Верхнесухонский ледниковый поток из числа всех рассмотренных выше потоков занимал крайнее восточное положение. Ширина его по фронту составляла 320—350 км. Область питания находилась в пределах Онежского плато. В составе дальнеприносного обломочного материала в московской морене обнаружены шокшинские кварцито-песчаники, шунгито-кремнистые сланцы и некоторые эффузивные породы, относящиеся к числу руководящих.

Юго-восточное направление потока в значительной степени предопределялось строением доледникового рельефа, в структурном плане которого важную роль играли депрессии: Ярославско-Костромская, Ух-

ринско-Вологодская, Грязовецко-Тарногская, Сухонская. В современном рельефе им отвечают Костромская, Верхнеухринская, а также Сухонская низины. Положение местных ледоразделов (второго порядка) связано с приподнятыми участками: Вологодским поднятием, Любимо-Чухломской системой поднятий, Галичской возвышенностью. Последняя далеко не на всех участках имеет четкую тектоническую обусловленность и образована формами ледниковой аккумуляции.

В пределах Верхнесухонского ледникового потока выделяются три лопасти: Галичская, Чухломская и Верхнеунженская. Расчленению лопастей на языки во многом способствовали глубокие ложбины юго-восточного направления, выработанные в домосковском рельефе вдоль рек Монзы, Вексы и др.

Галичская ледниковая лопасть имела весьма сложную конфигурацию, обусловленную строением подстилающих пород — наличием ложбин ледникового выпахивания, сохранившихся со времени днепровского оледенения. Она расчленялась на четыре ледниковых языка: Мерский, Игодовский, Челсминский и Шуйский. В целом, для рельефа всей лопасти характерно почти полное отсутствие четких грядовых форм рельефа. Языки, как правило, маркируются изометрическими моренными холмами, иногда с довольно крутыми склонами — 25—30°. Наиболее четко холмистый рельеф выражен северо-западнее с. Семеновское. Иногда холмы вытянуты цепочками в форме гряд. В районе Игодово холмы окаймляют заболоченную котловину с небольшими реликтовыми озерками. Невысокие моренные холмы, ориентированные в субширотном направлении, присутствуют юго-восточнее с. Малышева. Аккумулятивная конечноморенная гряда хорошо выражена у с. Палкино (в бассейне р. Неи), где она ограничивает юго-восточный край Шуйского языка. С проксимальной стороны ее среди зандров наблюдается архипелаг моренных островов. Северо-восточнее конечноморенная гряда сохранилась у ст. Лопарево.

В области межъязыковых ледораздельных зон на абсолютных отметках поверхности 170—180 м рельеф камовый. При максимальном развитии лопасти существовали благоприятные условия для образования перед дистальным краем ледника обширных зандровых полей.

На втором этапе существования Галичской лопасти наиболее четко обозначился язык, продвинувшийся в котловину Галичского озера, в результате чего возникли аккумулятивные ледниковые формы. На южной окраине котловины в карьере «Песочная яма» А. И. Москвитиным (1954а) описаны гляциодислокации. Присутствие нижнемеловых отторженцев наблюдается как севернее, так и южнее котловины. В 3 км к югу от Галича у д. Жидково, где абсолютная высота поверхности достигает 192,4 м, проходит моренная гряда субширотного направления. Восточный борт котловины также окаймляется конечноморенными грядами. Крайнее северо-западное положение, по-видимому, занимал язык, продвигавшийся по Лежской низине.

Галичская ледниковая лопасть от Чухломской отделялась Сундобской ледораздельной зоной. Название ее дано по горе Сундобе (294 м), которая является высшей точкой рассматриваемой территории, расположенной в 12 км западнее Чухломского озера в пределах Ноле-Чухломской возвышенности. Эта возвышенность, вытянутая с северо-запада на юго-восток на 100 км (при ширине до 20 км), имеет абсолютные отметки 210—225 м и характеризуется наложенными крупными холмами с крутыми склонами. В проксимальной части ее развиты камовые террасы, а к северо-восточному и юго-западному склонам причленяются отдельные нечетко выраженные конечноморенные гряды. Бурением выявлено высокое положение (абсолютные отметки 110—130 м) кровли триаса. Значительная, более северная, часть ледораздельной возвышенности погребена под отложениями озерно-ледникового бассейна, образовавшегося в Сухонской низине во время деградации московского ледникового покрова. Но в современном рельефе над по-

верхностью озерно-ледниковой равнины слабо выступают участки холмисто-грядового рельефа. Вероятно, северо-западным продолжением рассматриваемой ледораздельной зоны является небольшая по размеру (25×25 км) останцовая возвышенность Авнига. Холмисто-моренный рельеф с абсолютными отметками 180—240 м отличается контрастностью форм. Он представляет собой сочетание неориентированных холмов, обычно изометрической формы, высотой 10—20 м, и замкнутых или полузамкнутых котловин. Холмы с поверхности сложены песчано-гравийным материалом. Ядром ледниковой аккумуляции служили не только коренные, но и более древние четвертичные отложения, мощность которых на отдельных участках превышает 30 м.

В центральной части возвышенности Авнига, в районе д. Святогоры, располагается небольшой камовый массив. Один из холмов на этом участке под названием «Гора Святая» имеет наивысшую для всего района отметку — 242,2 м. Относительные превышения камов составляют 15—30 м ,а размеры у основания 250—400 м. Крутизна склонов у вершин достигает 15—20°. Относительной крутизной (до 5°) отличается и западный склон самой возвышенности. Высота ее по отношению к Лежской и Присухонской низинам составляет 60—80 м. Южные и восточные склоны сглажены (1—2°). Северо-западнее описываемая ледораздельная зона уходит под конечноморенные гряды валдайского оледенения, развитые вдоль северо-восточного побережья Кубенского озера.

На границе ледораздельной зоны с Чухломской лопастью установлены напорно-аккумулятивные формы рельефа с отторженцами пестроцветных триасовых глин (у д. Волково) и нижнечетвертичных (?) отложений. Во время таяния льда сток ледниковых вод осуществлялся в сторону современных низин — Вигской и Нейской. Общая морфометрия ледораздела, высокое положение кровли дочетвертичных пород, большая мощность и сложность строения четвертичного покрова дают основания предполагать, что эта ледораздельная зона может иметь более высокий таксономический ранг. Однако для решения подобного вопроса пока нет достаточных данных.

Восточнее Сундобской ледораздельной зоны расположены Чухломская ледниковая лопасть, которая продвигалась примерно до слияния рек Неи и Вохтомы и оканчивалась двумя языками — Нейским и Вохтомским. Нейский язык ограничен конечноморенной аккумулятивной грядой у д. Павлово и с. Парфеньево, состоящей из цепи изометрических холмов. Краевые образования Вохтомского языка, освоившего глубокую ложбину ледникового выпахивания по р. Вохтоме, выражены особенно четко у деревень Старово и Метвеево. Они имеют вид холмов, иногда вытянутых в гряды, высотой 20—30 м, с крутизной склонов до 15—20°.

На границе языка с межлопастной Высоковской ледораздельной зоной развита морена напора (юго-восточнее пос. Судая), в которой при бурении обнаружен крупный отторженец из меловых и юрских пород мощностью в 79 м (скв. 123). Ледораздельная зона между языками совпадает с поднятием кровли триасовых отложений до абсолютных отметок 140—160 м (в районе д. Костылево). В современном рельефе здесь сохранились выположенные гряды и моренные холмы. С дистальной стороны Чухломская лопасть четко ограничена хорошо развитыми долинными зандрами последней стадии московского оледенения, открывающимися в Унжинскую низину.

На более позднем этапе существования Чухломской лопасти обособился Вексинский язык, продвигавшийся по долине р. Вексы (Чухломской). Граница его намечается юго-восточнее Чухломы по аккумулятивной гряде субмеридионального направления и севернее — по группе холмов, описанных К. К. Марковым (1940) под названием «Майкова Гора». Холмы высотой 20—40 м сложены «грубым хрящом», песком и валунником. В овраге у д. Семенково и на ручье Ивановском извест-

ны обнажения микулинских межледниковых торфяников и гиттий, прислоненных к московской морене и перекрытых безвалунными суглинками (Марков, 1940; Чеботарева, 1959). Довольно четкая гряда, осложненная насаженными на нее холмами, окаймляет древнеозерную котловину Святого болота, в которой скапливались талые воды, получившие затем сток в юго-восточном направлении — в Вигскую низину.

Севернее, на водоразделе верховьев правых притоков Унжи и левых притоков Костромы, рельеф пологохолмистый. Между холмами разбросаны небольшие заболоченные котловины, большинство из них освоены современной гидросетью. Невысокие гряды, вытянутые с северо-запада на юго-восток, появляются на левобережье р. Костромы в районе с. Бурдаково.

Чухломская ледниковая лопасть отделяется от Верхнеунжинской Высоковской ледораздельной зоной. Название дано по возвышенности, выраженной в районе с. Высоково, с абсолютными отметками поверхности 250—266 м. Ледораздельная зона приурочена к положительным структурам осадочного чехла, входящим в Любимо-Рослятинскую систему поднятий. Дочетвертичный рельеф здесь имеет абсолютные отметки 160—180 м, поднимаясь в районе с. Высоково до 200 м. В пределах ледораздельной зоны наблюдается холмисто-грядовый рельеф. Изометричные в плане холмы и гряды в целом образуют возвышенность, ориентированную в общем направлении с юго-востока на северо-запад. Склоны отдельных холмов и гряд крутые и в привершинной части достигают 15—25°. С северо-востока к возвышенности примыкает обширный (длиной до 12—15 км) безымянный болотный массив, с юго-запада граница возвышенности выражена нечетко. В северо-западном направлении она погружается под озерные и аллювиальные отложения Верхнесухонской низины. Ее возможным продолжением на другой стороне низины, вероятно, служит Харовская гряда.

Расположенная восточнее Верхнеунжинская ледниковая лопасть продвигалась в междуречье Сухоны и Унжи, где после отступания льдов остались слабо выраженные краевые образования южнее д. Салово, представленные цепью субширотно вытянутых холмов. Со стороны юго-восточной части возвышенности Северных Увалов лопасть ограничивается невысокими песчаными грядами.

Сток талых вод происходил вдоль ледникового края по долинным зандрам, унаследованным реками Унжей, Вигой и их притоками. Не исключено, что отдельные языки лопасти продвигались в Вигскую низину. Об этом свидетельствует холмистый рельеф правобережья Виги. Холмы, на несколько метров возвышающиеся над зандровой поверхностью с абсолютными отметками 140 и выше, сложены грубопесчанистым суглинком с прослоями песка и обломочного материала и потому не могут рассматриваться как эоловые.

На следующем этапе деградации ледника произошел отрыв пассивной внешней части лопасти длиной 25—30 км по линии высокого залегания кровли пермских пород с абсолютными отметками 160—170 м. В пределах оставшейся части лопасти функционировали языки, продвигавшиеся по рекам Иде и Куножу.

Ледораздельной зоной между Индским и Куножским языками могла служить небольшая, но четко выраженная в рельефе возвышенность в районе с. Чертова. Она вытянута с юго-востока на северо-запад на 15—18 км в длину при ширине 10—12 км. Рельеф возвышенности холмистый. Холмы невысокие (до 20 м), изометрической в плане формы, но с крутыми (до 20°) склонами. Абсолютные отметки в пределах возвышенности достигают 238 м и постепенно снижаются к северо-западу по направлению к долине р. Сухоны. Холмы с поверхности сложены слоем морены мощностью до 3,0—3,5 м, под которой залегают разнозернистые, иногда грубые, гравелистые пески.

Краевые образования Индского языка выражены нечетко. Значительно лучшую сохранность имеет холмистый рельеф, маркирующий

Куножский язык. С проксимальной стороны конечноморенных гряд находится понижение рельефа, занятое отложениями озерно-ледникового бассейна с многочисленными болотами, среди которых наиболее крупное — Сяменское. В верховьях р. Леденги наблюдаются краевые образования с повышенной аккумуляцией моренного материала. В одной из скважин, пробуренной на склоне пологого холма, вскрыто около 60 м валунных суглинков с линзой песка мощностью около 10 м. С поверхности холм перекрыт абляционной мореной.

Следующая краевая зона, расположенная севернее, имеет прерывистый характер. Здесь, в пределах северной окраины Галичской возвышенности, можно выделить несколько ярусов рельефа. В центральной части с абсолютными отметками 230—280 м расположена крупная конечноморенная гряда, вытянутая на 75 км в северо-восточном направлении от истоков р. Толшмы к долине р. Ст. Тотьмы. Она представляет собой холмистый массив высотой 20—60 м и шириной 3—5 км; северо-западные склоны гряды сравнительно пологие (2—5°), юго-восточные, подрезанные долинами рек Ельшмы и Вотчи, — крутые (до 8—10°). Большинство холмов, составляющих эту гряду, сложено мореной, возраст которой устанавливается присутствием на ней микулинских озерных образований. В центре гряда «разорвана» относительно крупной по размеру (8×10 км) котловиной древнего озерного бассейна, заполненной песчано-глинистыми водно-ледниковыми осадками. Формирование ее связано с вытаиванием глыбы мертвого льда. О наличии последнего здесь свидетельствует также небольшое количество невысоких камовых холмов. Небольшой по размеру камовый массив (2×3,5 км) отмечается и северо-восточнее пос. им. Бабушкина. Он представляет собой беспорядочное скопление холмов изометричной или овальной формы, высотой 0—15 м, с площадью основания от 50×100 м² до 300×500 м², с углами наклона склонов до 10—15°. Озовые гряды встречаются редко. Ориентированы они в юго-восточном или южном направлении, имеют протяженность 2—3 км при ширине по основанию около 200 м и высоте до 10 м. Гребни волнистые, с неглубокими седловинами.

К северо-востоку конечноморенная гряда снижается, хотя краевые формы выражены достаточно отчетливо. В верховьях р. Городишны наблюдаются отдельные камовые холмы, а в верховьях р. Юзы — небольшие по размеру (1×1 км) озера. Со всех сторон гряду оконтуривает зона пологоволнистого рельефа с абсолютными отметками 170—200 м. С проксимальной стороны она несет на себе следы абразионной деятельности регионального приледникового водоема, сформировавшегося на начальных стадиях деградации московского оледенения. С дистальной стороны гряды широко распространены ложбины стока ледниковых вод, которые, быстро концентрируясь недалеко от края ледника, образовали между ним и склонами Северных Увалов маргинальную ложбину стока. Центральная часть последней в настоящее время занята долиной р. Юзы, имеющей сток на юг, а ее притоки частично унаследовали радиальные ложбины стока.

Конечноморенный пояс северной окраины Галичской возвышенности, по-видимому, формировался как в начальную, активную стадию московского оледенения, так и в период деградации ледника. На первое указывает значительная (до 95 м) мощность морены и наличие в ней отторженцев коренных пород, а на второе — широкое развитие форм, связанных с таянием мертвого льда.

К северу от г. Тотьмы расположена следующая, четко выраженная в рельефе полоса краевых образований, сформировавшаяся на более поздних этапах дегляциации территории, в течение которых имели место отдельные подвижки ледника. Сухонский язык, вероятно, доходил по унаследованной с дочетвертичного времени Верхнекулойской низине до долины Пра-Сухоны. Граница распространения его пространственно совпадает с конечноморенным поясом, входящим в состав Вож-

бальской возвышенности. Бурением было установлено, что большинство наиболее высоких холмов в пределах этой возвышенности относится, вероятно, к погребенным камам. Современный рельеф Вожбальской возвышенности с абсолютными отметками 180—240 м является «наложенным» на холмистый краевой комплекс рельефа первого, максимального этапа. Здесь встречаются холмы очень плавных очертаний различных размеров (от 100 до 1500 м в диаметре), с амплитудами от 5 до 15 м. В северной части возвышенности преобладают холмы изометрической формы, в основном северо-западного простирания. Они разделяются вытянутыми в том же направлении ложбинами с сильно заболоченными днищами. В связи с близостью приледникового бассейна в Присухонской низине ложбины стока не получили широкого развития и встречаются фрагментарно.

Расположенная к западу от Вожбальской возвышенности Харовская возвышенность (абсолютные отметки 180—230 м), подковообразно изогнутая вдоль долины верхнего течения р. Сухоны, скорее всего является продолжением той же конечноморенной гряды.

Об экзарационной деятельности московского ледника свидетельствует наличие в морене отторженцев. Один из наиболее крупных отторженцев отложений казанского яруса средней перми с характерной фауной можно наблюдать на левом берегу р. Кубены в пределах г. Харовска. Выше по течению, на том же берегу реки в толщу московской морены включен отторженец лихвинского межледникового торфяника с харатерными для оптимума этого межледниковья палеоботаническими остатками. В коренном залегании в этом же районе лихвинские отложения вскрыты скважиной на десятки метров ниже.

Более широко аккумулятивные ледниковые формы развиты на Сухонско-Югском водоразделе. Здесь они относятся к более позднему этапу отступания ледника. Группы моренных холмов высотой до 15—20 м и диаметром до 1 км встречаются на абсолютных высотах 160—200 м. Холмы имеют правильные округлые очертания, иногда прослеживаются небольшие моренные гряды. В то же время распространены и камы, сложенные, как правило, гравийно-песчаным материалом. Для них характерны не только круглые, но и грядообразные формы. Наиболее крупные массивы камов имеют названия: Сатановы Горы, Шипов Бор, Крестовый Бор. Местами участки холмисто-грядового моренного рельефа переработаны эрозионными процессами. Такой рельеф имеет местное название «Увалы».

Ледораздельная зона юго-восточной части возвышенности Северные Увалы

Ледораздельная зона юго-восточной части возвышенности Северные Увалы пространственно совпадает в основных чертах с крупной структурой в осадочном чехле — Солигаличско-Сухонской антиклинальной зоной, ориентированной в северо-восточном направлении. Современный ее рельеф сформировался в результате аккумулятивной деятельности Днепровского ледника, после оступания которого остались маломощная морена и небольшие «пятна» флювиогляциальных отложений. В целом рельеф пологохолмистый, по направлению к югу еще более выположенный. Абсолютные отметки поверхности составляют 200—220 м, повышаясь в междуречье Унжи и Сухоны до 294 м. Глубина вертикального расчленения достигает 40—60 м. Из-за недостаточной изученности ранг этой ледораздельной зоны не ясен. Возможно, она разделяет два ледниковых языка, один из которых располагался в междуречье Сухоны и Юзы, другой — в бассейне р. Юга.

Югский язык причленялся к северо-восточным скатам возвышенности Северные Увалы. Здесь можно наблюдать краевые образования разных этапов оступания московского ледника, которые различаются по степени сохранности ледниковых аккумулятивных форм. Краевые фор-

мы максимальной подвижки ледника, как правило, сильно размыты, сглажены, не занимают обширных площадей и выступают среди водноледниковых аккумулятивных равнин в виде изолированных холмистых участков. Они распространены на водоразделе истоков рек Юга и Вохмы. Несмотря на плохую сохранность краевых форм этого пояса, можно сделать вывод о большой активности льдов. Об этом свидетельствует присутствие в морене отторженцев юрских отложений — темно-серых и черных морских углистых глин с фауной белемнитов, которые встречаются в скважинах на юго-востоке области. Крупный отторженец пород триаса обнаружен в долине р. Кичменги выше с. Кичменгский Городок.

В регрессивную фазу московского оледенения создались благоприятные условия для возникновения и существования ледниковых водоемов. На начальных этапах дегляциации территории ледниковые воды заливали относительно узкое пространство между ледником и расположенными к югу Галичской, Грязовецкой и другими возвышенностями. Уровень приледникового водоема в это время был относительно высок, на что указывает наличие абразионных уступов и террасовидных поверхностей на абсолютных отметках до 180—190 м.

В дальнейшем, по мере отступания края ледника, акватория озера расширилась, а уровень его упал до абсолютных отметок 150—155 м и временно стабилизировался. В освобожденных ото льда Костромской, Молого-Шекснинской, Пришекснинской и Северодвинской низинах возник общий водоем, под воздействием которого формировалась абразионно-аккумулятивная равнина. В прибрежных участках озера до настоящего времени сохранились хорошо выраженные аккумулятивные формы в виде береговых валов и конусов выноса древних рек Комелы, Царевы, Ст. Тотьмы, Тошни и др. Последующие этапы развития озерного водоема фиксируются двумя более низкими ступенями абразионно-аккумулятивных террас: 140—143 и 129—133 м абсолютной высоты. На заключительной стадии своего существования региональный ледниковый бассейн распался на ряд изолированных озер, которые к началу микулинского века были спущены.

ОСОБЕННОСТИ ДЕГРАДАЦИИ И ДИНАМИКИ МОСКОВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

В пределах западной и центральной частей территории, покрывавшейся московским ледниковым покровом, М. И. Лопатниковым (Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений..., 1961) было выделено среди моренных и флювиогляциальных равнин пять поясов краевых образований, которые связывались со стадиями и фазами отступания московского ледника. К первому, самому южному поясу он отнес краевые образования, тянущиеся от г. Бреста к г. Мозырю, затем севернее г. Гомеля, южнее г. Рославля, близ городов Калуги и Подольска. Второй пояс этот исследователь прослеживал от Калуги к г. Мещовску, затем к городам Спас-Деменску и Ельне. Следующий, третий пояс прослеживается им от конечных морен, приуроченных к Гродненской, Волковысской, Новогрудской и Минской возвышенностям; далее после перерыва он проходит у Вязьмы — Медыни — западнее Наро-Фоминска по линии Карманово — Волоколамск — Истра и вдоль Клинско-Дмитровской гряды. Четвертый пояс краевых образований начинается от истоков р. Межи и тянется через Ильи горы, вдоль Калининской и Горицкой конечноморенных гряд, т. е. примерно соответствует границе калининского оледенения по А. И. Москвитину (1950). Наконец, пятый пояс прослеживается в верховьях р. Большой Туд, откуда к грядам у озера Селигер, далее к району г. Торжка (Свиные горы), Вышнему Волочку — Лихославлю и к с. Кесова Гора, т. е. соответствует границе вышневолоцкой стадии калининского оледенения А. И. Москвитина

(1950). Другие исследователи (Заррина, Краснов, 1965; и др.) предлагают иные варианты корреляции краевых зон. Все эти схемы базировались на существовавших в те годы картах четвертичных отложений, на которых краевые образования, как оказалось в результате работ, проведенных исследователями данной книги, были показаны неполностью, фрагментарно. До недавних пор все исследователи придерживались точки зрения, что краевые образования во время деградации покрова должны были возникать вдоль всего его края, практически непрерывно. Опираясь на это представление, положение края ледника на разных его этапах восстанавливалось по всему покрову по известным тогда полосам краевых образований — наиболее крупным и морфологически ярко выраженным. К ним относили также и очень сходный по морфологии и строению рельеф ледораздельных зон.

Впервые вопрос об ошибочности корреляции краевых образований в пределах всего ледникового покрова и даже его значительной части был поставлен А. А. Асеевым (1972). Такие корреляции, по его мнению, плохо согласуются с представлениями о сложном лопастном строении ледникового края во время его деградации, поскольку отдельные лопасти могли обладать автономным развитием, а следовательно, создавать различное количество краевых зон.

На карте распространения основных форм рельефа московского ледникового покрова (см. рис. 44) видно, что краевые образования (фронтальные, боковые конечные морены и др.) распространены значительно шире, чем это представлялось раньше. Особенно это относится к участкам, где наблюдается относительно высокое залегание дочетвертичных пород. При этом с проксимальной стороны этих участков формируются преимущественно морены напора, а с дистальной — аккумулятивные морены; рельеф между ними в этом случае представлен возвышенной полосой или пологоволнистой моренной равниной. Ярким примером конечных морен такого типа являются отдельные участки Клинско-Дмитровской, Занозинской, Глинковско-Магарецкой, Спас-Деменской и других гряд.

Использование крупномасштабных, картографических и аэрофотоматериалов, а также переоценка в ряде случаев имеющегося геолого-геоморфологического материала позволило выявить в рельефе на всей рассмотренной территории ледниковые комплексы разной степени выраженности, в том числе и конечноморенные гряды. В результате удалось выделить среди озерно-ледниковых или зандровых равнин «утопленные» конечноморенные образования.

От границы максимального распространения московского покрова до границы валдайского покрова выделяется не менее 10 полос краевых образований, каждая из которых отстоит от соседней примерно на одинаковом расстоянии (рис. 54, стр. 200). Иногда полосы очень сближены. Ориентировка краевых зон четко показывает, что центр оледенения находился в Скандинавии. Наблюдается изменение их простираний от широтного на территории Белоруссии до субмеридионального в Вологодской области. Это положение подтверждается изменением петрографического состава обломочного материала в морене с запада на восток, а также изменением в этом же направлении ориентировки длинных осей валунов.

Набор ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа, создающих краевые зоны, повсеместно одинаков. Что же касается их протяженности и относительных превышений, то можно отметить значительные изменения как в разных зонах, так и в пределах одной зоны. Строение зон также различно: иногда это одна гряда, но значительно чаще имеется несколько гряд, нередко по простиранию переходящих в цепочки холмов. В целом зоны не представляют собой одного монолитного образования. Большое место в них принадлежит ложбинам стока, направление которых или совпадает с направлением зоны в целом, или перпендикулярно к нему. Отсутствие непрерывности в простирании конечно-

мореных гряд в основном обусловлено, как было сказано выше, первоначальными особенностями рельефообразования, в том числе отсутствием обломочного материала в толще льда на данном участке (Behrmann, 1949—1950) или одинаковой интенсивностью процессов аккумуляции и размыва у края льда. Все это хорошо согласуется с данными, полученными в ходе исследований рельефообразующей деятельности современных ледниковых покровов (Марков, Капица, 1962; Евтеев, 1964; Яковлева, 1966; Шумский, 1969; и др.).

Основная геолого-геоморфологическая деятельность ледникового покрова, как это уже отмечал А. А. Асеев (1979), сосредоточивалась в периферической части покрова. Относительное однообразие морфологии в строении рельефа и отложений, созданных московским ледниковым покровом, от границы его максимального распространения и до границы валдайского ледникового покрова свидетельствует о сходстве условий, в которых они формировались и которые возникали, видимо, в ходе перемещения периферической зоны покрова к центру оледенения. Поскольку краевые образования у края ледниковых покровов возникают, как это было уже сказано, не всегда, при проведении границы максимального распространения покрова роль стратиграфического фактора для таких участков особенно велика.

Кроме краевых образований, маркирующих положение края ледника на разных этапах его отступания, широко распространены формы рельефа, возникшие на границах в ледораздельных зонах потоков лопастей, языков.

Все ледораздельные зоны на рассматриваемой территории состоят из определенных форм рельефа, среди которых наибольшее распространение имеют островные возвышенности (разного размера), гряды или их системы, цепи холмов, вытянутые в меридиональном направлении, участки крупнохолмистого рельефа, характеризующиеся наиболее высокими абсолютными отметками для данного района. Последние в плане нередко имеют вид треугольника, обращенного вершиной в направлении, противоположном движению ледника. Для этих форм рельефа употребляется термин «угловой» или «клиновидный» массив, по терминологии немецких исследователей — «вилка» (Gabel).

Нередко ледораздельные зоны выражены отрицательными формами рельефа — ложбинами ледникового стока, которые на отдельных участках наследуются современными реками. Некоторые из ложбин наследуют более древние, домосковские ложбины так же, как это имеет место и в области валдайского (вислинского) оледенения (Кудаба, 1972; Структура и динамика..., 1977; Behrmann, 1949—1950). Характерной особенностью ложбин ледникового стока является наличие в их днищах и по бортам форм мертвого льда. Известны случаи, когда в долинах современных рек, наследующих эти древние ложбины, до сих пор сохранились отдельные формы рельефа мертвого льда — остатки былого оледенения. В зависимости от ранга ледораздельных зон сложность их строения меняется: между потоками ледораздельные зоны обычно построены наиболее сложно и представлены наиболее крупными формами, большую роль играют здесь островные возвышенности с ярусным строением (Минский, Вяземский, Кувшиновский и другие ледоразделы). Соответственно, чем ниже ранг ледораздельных зон, тем проще они построены и тем мельче образующие их формы. В качестве наиболее простого типа ледораздельной зоны выступает либо одиночная грядка в форме «вилки», либо ложбина небольших размеров и с простым устройством. Последние характерны для ледораздельных зон между языками.

Особенностью структуры московского ледникового покрова является «двугорбое» поперечное строение ледораздельных зон между потоками (реже — между лопастями). Это, по всей вероятности, объясняется тем, что боковые морены двух потоков или лопастей не совпадают, не накладываются или не сливаются друг с другом. Большую роль играет конк-

ретная структура самого покрова. При этом возникают две (а может быть, несколько) гряды, между которыми действуют небольшие языки или микроязыки — ответвления от потоков. В результате их деятельности внутри ледораздельных зон создается сложный комплекс ледниковых, маргинальных форм (конечных морен, гляциодепрессий, ложбин стока, участков зандров и т. д.), сильно усложняющих строение ледораздельной зоны в целом. Одним из наиболее ярких примеров «двугорбых» ледоразделов является Вышневолоцко-Новоторжский ледораздел (см. рис. 45).

На отдельных участках ледораздельные зоны в современном рельефе геоморфологически выражены относительно слабо, хотя весь комплекс признаков, характерных для них, здесь налицо. Таковы, например, северная часть Коломенско-Краснохолмского ледораздела, средняя часть Боровско-Вышневолоцкого и др. Самым главным признаком, подтверждающим наличие былой ледораздельной зоны, является примыкание краевых зон к ледораздельной зоне. Сочленение их происходит по типу «елочка», согласно классификации А. А. Асеева.

В пределах каждой из выделенных структурных единиц покрова (в потоках, лопастях и др.) количество краевых зон неодинаково, что свидетельствует об относительной автономности их деградации. Поэтому краевые зоны, примыкающие к ледоразделам с обеих сторон, не могут считаться одновозрастными.

В большинстве потоков среди краевых зон выделяется одна, наиболее четко выраженная, более широкая и высокая, чем остальные. Это Клинско-Дмитровская гряда в Москворецком потоке, Вяземско-Гжатская — в Угранском, Спас-Деменская и Магарецкая в Деснинском и др. Все названные зоны, начиная с востока, оказываются как бы смещенными на юг, примыкают к разделяющим ледораздельным зонам асимметрично, а каждая более западная зона располагается все южнее и южнее (см. рис. 44, 54). Здесь, с одной стороны, находит отражение, причем более ярко выраженное по сравнению с другими краевыми зонами, сочленение краевых и ледораздельных зон по типу «елочка», с другой — во всех потоках центральной части покрова проявился какой-то наиболее важный этап рельефообразующей деятельности края покрова. Не исключено, что они фиксируют положение вторичной подвижки московского ледникового покрова, которая имела стадиальный характер. В этом случае все краевые зоны, расположенные южнее этой главной краевой зоны, можно сопоставить с первой, максимальной подвижкой московского ледникового покрова. Однако более вероятно представление, что весь московский рельеф создан второй, более поздней подвижкой московского ледникового покрова.

Автономность развития на разных этапах деградации покрова разных его структурных единиц (потоков, лопастей и др.) позволяет проводить корреляцию краевых зон только в пределах этих единиц, а не по всей территории покрова.

Рельефообразующая роль озерно-ледниковых бассейнов в области развития московского ледникового покрова более значительна, чем это принималось до последнего времени большинством исследователей. Это связано с тем, что обширные выровненные пространства, сложенные супесчаным и даже суглинистым материалом, рассматривались ими как образования зандровых потоков. Различия режима осадконакопления в каждом из приледниковых озер, развивающихся автономно, сказались на характере образующихся в них осадков: преобладание песчаных или, наоборот, суглинистых разностей, иногда даже ленточных глин. Кроме того, следует помнить о возможных фациальных различиях внутри каждого бассейна, а также и о том, что на последних этапах существования бассейна, когда они испытывали обмеление, главная роль принадлежала песчаным осадкам. На важность понимания палеогеографических особенностей развития бассейнов на примере бассейна озера Ильмень указал еще в 1926 г. Н. Н. Соколов. Впоследствии это отмечалось в

работах Института географии АН СССР (Последний ледниковый покров..., 1969; Асеев, 1974). Приледниковые озера в период деградации московского ледникового покрова существовали практически по всей территории. Наиболее крупные озерно-ледниковые бассейны были развиты в пределах Москворецкого, Клязьминского, северной части Угранского, Верхнесухонского потоков. На разных этапах деградации приледниковые водоемы могли сообщаться между собой, в результате чего возникали более крупные водоемы. Отложения их, по мере накопления, сглаживали контрастность рельефа между днищами бассейнов и самими краевыми формами.

Анализ форм рельефа, входящих в состав краевых образований, оставленных московским ледниковым покровом на разных этапах его деградации, показал, что среди них большую часть занимают формы, созданные в условиях активного состояния льда. Это главным образом морены напора, в которых имеется большое количество отторженцев как коренных, так и четвертичных пород. Нередко в строении напорных морен существенная роль принадлежит песчаным отложениям, что, как выше было указано, иногда вводит некоторых исследователей в заблуждение по поводу генезиса этих форм. Отторженцы, включенные в морены, имеют самые разнообразные размеры, представлены различными литологическими разностями — от песков до окремнелых известняков. Работы последних лет показали, что образование многих отторженцев — результат чешуйчато-надвигового движения льда, на значимость которого в последние годы было обращено внимание Н. И. Кригером (1967), Ю. А. Лаврушиным (1978), Э. А. Левковым (1973) и др.

Кроме отторженцев, для описываемых краевых образований характерны также «скрученности», по А. И. Москвитину, образование смятий типа складок. В некоторых случаях слои оказываются поставленными «на голову» (г. Лихославль, у пос. Петровское Ярославской области, Магарецкие гряды под Смоленском и многие другие). Кроме «чисто» напорных конечных морен, часто встречаются напорно-насыпные конечные морены, когда нижний ярус состоит из гляциодислоцированных пород, на которых залегает верхний ярус из насыпных материалов — гравия с включением абляционного суглинка.

Как показывает рассмотрение фактического материала, формы активного льда отмечаются во всех потоках, а внутри каждого из них в большинстве краевых зон независимо от степени их морфологической выраженности, что свидетельствует о значительной активности московского ледникового покрова в целом. Сходные соображения высказал С. М. Шик (1976). Он обращает внимание на значительно меньшее количество озов и камов в области развития московского оледенения по сравнению с последним валдайским оледенением, подчеркивая тем самым активность московского ледника, сохранявшуюся и в период дегляциации. Однако следует отметить, что изучение краевого рельефа в пределах всей территории, покрывавшейся московским ледниковым покровом, показывает, что формы мертвого льда, главным образом камы, а также термокарстовые западины встречаются как в пределах рельефа краевых зон московского ледникового покрова, образуя полосы, так и располагаются на склонах и вершинах монолитных конечноморенных гряд и крупных холмов, которыми обычно представлены краевые образования московского покрова. Эти формы придают в целом рельефу своеобразный облик. Они обычно сложены песчаным материалом и, естественно, лучше сохранили свой первоначальный облик (район Лихославльских конечноморенных гряд, часть Тверских гряд, гряды, окаймляющие котловины озер Неро и Плещеево, Асельская и Кочевская гряда и др.).

Сочетание форм, образованных активным и мертвым льдами, является результатом единого процесса ледникового рельефообразования, когда в трансгрессивную фазу возникали формы активного льда, а после того, как ледник терял свою активность, превращался в пассивный лед,

создавались благоприятные условия для образования таких форм рельефа, как камы различного типа, камовые террасы, кольцевые морены и др. На выявленную закономерность обращалось внимание раньше при изучении последнего европейского ледникового покрова (Последний европейский ледниковый покров, 1965; Последний ледниковый покров..., 1969; Структура и динамика..., 1977; и др.).

Экзарационная деятельность льдов московского ледникового покрова была значительной, в том числе и в пределах гляциодепрессий, в пользу чего говорит залегание московской морены на коренных породах. Установлено также нарушенное залегание межледниковых отложений в разрезах у деревень Корчево и Елизаровщина (Вознячук, Махнач и др., 1978), в районе Солигорска (Кригер, 1967) и ряде др.

Факт, что почти все полосы краевых образований несут следы активного воздействия края льдов, согласуется с результатами исследований А. А. Асеева (1974) и В. Г. Ходакова (1976) о том, что на заключительном этапе развития покровных оледенений отмечается их морфогенетическая активность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования, предпринятые для решения вопроса о возрасте и ранге отложений московского ледникового покрова, проводились на всей территории центральных и западных районов Русской равнины между границами максимального распространения московского и валдайского ледниковых покровов. В этих целях использовались данные стратиграфического, литологического, палеоботанического и геоморфологического методов. На основании рассмотрения стратиграфии среднеплейстоценовых отложений с описанием серии опорных разрезов, сравнительной характеристики флор лихвинских, рославльских и микулинских межледниковых отложений и использования данных о вещественном составе ледниковых отложений для их корреляции в области развития московского ледникового покрова в среднем плейстоцене выделяются два ледниковых комплекса. Оба они существенно различаются по составу крупнообломочного материала. Нижний из них (днепровский) подстилается лихвинскими межледниковыми отложениями (стратотип у г. Чекалина, бывший г. Лихвин), сопоставляющимися с гольштейнскими межледниковыми отложениями Западной Европы, а верхний, с которым связано формирование московского ледникового рельефа, перекрывается микулинскими межледниковыми отложениями, сопоставляемыми с эемскими отложениями Западной Европы. Эти ледниковые комплексы разделены одинцовскими отложениями, которые в центральной части Русской равнины называют также рославльскими, в Белоруссии — шкловскими, в Прибалтике — снайгупельскими.

В стратотипическом разрезе около г. Одинцово долгое время среди межморенной толщи не было известно типичных межледниковых отложений. Обнаруженные в ней кости крупных млекопитающих, в том числе Elephas primigenius Blum., Ovibos sp. и др., позволили датировать верхнюю морену этого района не древнее конца среднего плейстоцена. Позже работами В. Н. Сукачева и его сотрудников были получены палеоботанические материалы, которые, хотя и оказались фрагментарными, но все же с определенностью показали, что накопление осадков здесь происходило в условиях типично выраженного межледниковья. В последнее время получены данные по юго-западной части района распространения межморенных отложений. Так, скважинами близ д. Акулово были вскрыты и изучены гиттии и торф, изучение которых дает более полную картину развития растительности одинцовского межледниковья.

Наиболее полно одинцовское межледниковье впервые было охарактеризовано по разрезу мощной древнеозерной толщи, вскрытой скважинами у пос. Подруднянский. Результаты палеоботанического изучения дают все основания считать этот разрез гипостратотипом одинцовского межледниковья.

Не менее полным и также хорошо изученным разрезом отложений одинцовского межледниковья является обнажение древнеозерных слоев в овраге Нижнинский Ров у г. Шклова Могилевской области. Этот разрез рассматривается как параллельный гипостратотип. Однако его ценность, несомненно, снижается из-за широкого развития в этом районе гляциодислокаций.

Результаты палинологического изучения разрезов у пос. Подруднянский, Нижнинский Ров и др. показывают, что на протяжении одинцов-

ского межледниковья выявляются два климатических оптимума, разделенных хорошо выраженным периодом похолодания. Более ранний из этих оптимумов получил название глазовского, а поздний — рославльского, разделяющее их похолодание названо подруднянским.

Значительный объем палинологических и палеокарпологических материалов, полученных при изучении опорных разрезов одинцовского межледниковья, позволяет с большой детальностью охарактеризовать флору и растительность его основных этапов. Во время глазовского и рославльского климатических оптимумов в центральной части Русской равнины существовала типично выраженная широколиственно-лесная флора; время подруднянского похолодания характеризуется флорой преимущественно бореального типа, ближайшие современные аналоги которой располагаются в зоне средней тайги Русской равнины, а возможно и севернее.

В настоящее время известно более 80 пунктов, где одинцовские отложения охарактеризованы палинологическими и палеокарпологическими материалами.

В результате выполненных палеоботанических исследований флора одинцовских отложений изучена не менее полно, чем флора любого другого межледниковья, представленного на Русской равнине; в ней установлено 229 видов цветковых и высших споровых растений. Столь представительный палеоботанический материал позволяет дать обоснованное определение стратиграфического положения одинцовской флоры в последовательном возрастном ряду межледниковых флор Русской равнины. Для решения этой задачи были использованы следующие критерии: 1) родовой состав дендрофлоры, соотношение географических групп родов древесных пород; 2) состав и соотношение географических элементов флоры (раздельно для наземных растений и гидрофитов); 3) состав показательных (характерных) видов; 4) состав и соотношение систематически встречающихся вымерших видов.

В результате установлено, что по всем показателям одинцовская флора занимает место между лихвинской флорой (ей предшествующей) и микулинской флорой (следующей за ней). При этом одной из характерных особенностей пыльцевых диаграмм климатических оптимумов одинцовского межледниковья является наличие хорошо выраженных максимумов содержания пыльцы дуба и вяза, на фоне которых как в северных, так и в южных разрезах постоянно отмечается присутствие пыльцы ели, а часто также пихты и лиственницы. Эта особенность отличает их от пыльцевых диаграмм лихвинского и микулинского межледниковий и позволяет уверенно коррелировать одинцовские (рославльские, шкловские, снайгупельские) отложения на всем пространстве от южной Прибалтики до бассейна Верхней Сухоны.

Сведения об озерно-болотных отложениях этого интервала в Западной Европе весьма ограниченны. Возможно, к этому времени относятся озерные отложения Обер-Оэ в ФРГ, Притцвальк на северо-западе ГДР.

В пользу отнесения московского горизонта морены к самостоятельному оледенению говорят также данные по петрографическому составу содержащихся в ней руководящих валунов. Для территории Литвы и Белоруссии исследованиями А. И. Гайгаласа установлено, что в ледниковых отложениях, связанных с московским ледниковым покровом, присутствуют породы Северной Швеции (даларнские порфиры, порфириты и др.), которых нет в ледниковых отложениях других оледенений. На этом основании А. И. Гайгалас пришел к выводу, что в эпоху развития московского ледникового покрова положение главного ледораздела в Скандинавии было иным, нежели в другие ледниковые эпохи.

В большинстве районов (от территории Белоруссии до бассейна Сухоны) верхний ледниковый комплекс расчленяется на два моренных горизонта, близких по вещественному составу и разделенных межстадиальными отложениями. Образование этих морен связано, очевидно, с двумя надвигами московского оледенения. Границы распространения

этих морен, согласно имеющимся данным, практически совпадают. В то же время верхняя из них является рельефообразующей.

Область, покрывавшаяся льдами московского ледникового покрова, характеризуется большим разнообразием ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа, которые различаются морфологией, размерами, ориентировкой, геологическим строением. Они разнообразны и по генезису. Здесь среди форм рельефа, созданных активными льдами, широко распространены моренные равнины (как правило, представляющие собой гляциодепрессии), конечноморенные гряды (в основном напорные), межлопастные массивы, валы, цепи холмов. С мертвым льдом связаны более мелкие по размерам формы рельефа: камы, камовые террасы, термокарстовые западины. Местами обнаружены также озерно-ледниковые плато — «звонцы». Большие пространства рассматриваемой территории занимают озерно-ледниковые равнины. Существенное место среди водно-ледниковых форм занимают ложбины ледникового стока.

Характерной чертой рельефа этой территории является почти полное отсутствие озер. Все котловины среди холмисто-моренного рельефа, как правило, выполнены осадками. Редко встречающиеся здесь озера являются реликтовыми и занимают лишь ничтожную часть древнеозерных котловин.

Все перечисленные формы рельефа, связанные с активным льдом, находятся между собой в определенной взаимосвязи, образуя единый ледниковый комплекс и в целом придают рельефу весьма своеобразный облик.

Ледниковые формы и их комплексы группируются в полосы, создавая тем самым специфику рельефа, свойственную территориям, покрывавшимся материковым льдом. Громадное количество отторженцев, гляциодислокаций и других текстурных особенностей морен по рассматриваемой территории свидетельствует о большой экзарационной деятельности московского ледникового покрова. Поэтому, несомненно, многие формы ледникового рельефа можно считать эрозионно-аккумулятивными. Отмечаются участки, где московская морена залегает на нижнеплейстоценовых отложениях и даже непосредственно на дочетвертичных отложениях. В последнее время установлено нарушенное залегание межледниковых отложений в известных в Белоруссии разрезах у деревень Корчево и Елизаровщина (Вознячук, Махнач и др., 1978), в районе Солигорска (Кригер, 1967) и др. Это явление, по-видимому, распространено шире, чем представлялось до сих пор. Поэтому необходимо детальное изучение условий залегания межледниковых осадков, важных для стратиграфических построений.

Все особенности рельефа, созданного московским ледниковым покровом, свидетельствуют о том, что его деградация носила ритмический характер. Примерно одинаковые расстояния между полосами краевых образований позволяют считать, что ритмы наступания края льда и продолжительности его отступания были сходными. Отсутствие множественности горизонтов основных московских морен говорит о том, что отступания края ледника в направлении к центру при каждом ритме были незначительны. Поэтому все имеющиеся полосы краевых образований можно считать лишь осцилляторными.

Анализ ориентировки форм рельефа, созданных активными льдами, а также данные по замерам ориентировки длинных осей обломочного материала основной морены позволили восстановить структуру и динамику рассматриваемой части московского ледникового покрова и выделить в его составе серию потоков, а также разделяющих их ледораздельных зон, которые получали питание от Ладожской и Онежской питающих провинций. Это положение подтверждается данными о составе обломочного материала в моренах этого времени: западные потоки относятся к Ладожской питающей провинции, восточные — к Онежской (Гайгалас, 1979)

Несомненно, деградация льдов московского ледникового покрова в рассматриваемой части была сложной и сопровождалась неоднократными кратковременными дистальными подвижками льдов при общей тенденции их к сокращению. В пределах каждой из выделенных структурных единиц покрова (в потоках, лопастях и др.) количество краевых зон неодинаково. В связи с этим краевые зоны, примыкающие к ледоразделам с обеих сторон, не могут считаться одновозрастными.

Имеющиеся литературные материалы, а также специальные исследования позволяют в целом сделать заключение об относительно хорошей сохранности московского ледникового рельефа, а давно установленные различия морфологии рельефа разных оледенений объяснять не их переработкой в последующие эпохи, а другими причинами, к числу которых следует отнести мощность льдов, динамику покровов, климатический фактор и др. До последнего времени оценки различий в облике ледникового рельефа оставались качественными, что значительно снижало их объективность и исключало возможность сопоставления между собой рельефа разных ледниковых эпох. Возраст рельефа, созданного московским ледниковым покровом, в данной работе оценивается путем сравнительного анализа его с рельефом, образованным ледниковыми покровами другого возраста, с применением морфометрических показателей (Чукленкова, 1977). Исследования показали, что в преобразовании московского рельефа главная роль принадлежала делювиально-солифлюкционным процессам, а не эрозионным, как считается многими исследователями до сих пор.

Имеющиеся данные по стратиграфии среднеплейстоценовых отложений, литологии моренных горизонтов и флоре одинцовского межледниковья позволяют считать московский ледниковый покров самостоятельным. В пользу этого говорят все данные, полученные для рассматриваемой территории. Рельеф, созданный московским ледниковым покровом, по ряду специфических черт отличается как от рельефа эпохи валдайского оледенения, так и от рельефа, созданного более древними ледниковыми покровами.

SUMMARY

Most scholars believe that the oldest ice sheet in the Russian Plain was the Oka one, whose maximum spreading reached the centre of the Plain. The limit of its spreading is quite tentative, as the territory occupied by it was later covered by younger ice sheets The Oka ice sheet is usually synchronized with the Elster sheet of the Middle European plains, where it however spread much further to the south than in East Europe. The youngest — Valdai ice sheet, corresponding to the Vistulian sheet of West Europe was the smallest one in the whole Europe. According to the majority of scholars, the Moscow and the Dnieper ice sheets were in the interval between the Oka and the Valdai ice shets The Dnieper sheet was the largest in East Europe; its analog — Saale sheet was much smaller in the area of spreading. The Moscow sheet, usually compared with the sheet of Warta, occupied an area greater than that of the Valdai sheet, but smaller than the Dnieper sheet's area.

The question about the rank of the Moscow ice sheet has been debated for a long time. Thus, K. K. Markov (Герасимов, Марков, 1939) and later N. S. Chebotareva (Чеботарева 1959), believed it to be a stage of the Dnieper glaciation. At the same time, other scholars: A. I. Moskvitin (Москвитин, 1950) from stratigraphical point of view and N. N. Sokolov (Соколов, 1946) from geomorphological one — defended its independance. A. I. Moskvitin considered a section near the Odintsovo Station as a stratotypical section of interglacial deposits lying between the Moscow and the Dnieper tills. However, at that time this scholar had at his disposal only buried soils, which were poorly studied. Long time nearst. Odintsovo we haven't any typical interglacial deposits among intermoraines beds but when the large mammalia bones (among them Elephas primigenius Blum., Ovibos and others) were found there, we may date the Upper moraine of this place not older then the end of the Middle Pleistocene. Only after the discovering of interglacial deposits in the vicinity of the city of Roslavl occuring under the Moscow moraine (Шик, 1957, 1959, 1961 and others; Гричук, 1961a and others) arguments about the rank of the Moscow ice sheet stopped for a while. Most scholars agreed that this sheet was independent.

In recent years a number of scientists (Вознячук, 1967;; Салов, 1973; Величко и др., 1977; Величко, 1980) have developed the old concept about the Moscow ice sheet being only a stage of the Dnieper ice sheet.

Taking into account the controversial character of the question about the age and the rank of the Moscow ice sheet, a collective of authors from different institutions of the USSR, under the guidance of N. S. Chebotareva (Institute of Geography of the USSR Academy of Sciences), have undertaken this work, putting at the basis of it their personal studies, as well as results of an analysis of literature sources. The aim of the work was to consider comprehensively the Moscow ice sheet studying its relief forming activity, reconstructing its structure and dynamics, as well as evaluating materials concerning its age.

For this the results of complex methods, such as glaciomorphological, paleobotanical, lithological and stratigraphic, were especially considered.

The studies were undertaken in the areas between the borders of the maximum spreading of the Moscow and the Valdai ice sheets. Within the area of the Valdai sheet the separation from the stratum of quaternary deposits of those referring to the Moscow ice sheet is extremely difficult, and

glaciomorphological and structural reconstructions are practically impossible.

Estimation of the age of the sheet was mainly made on the basis of the stratigraphic method. The Middle Pleistocene deposits of a number of large regions (South Baltic Region, Byelorussia, the Upper Dnieper Region, Moscow Region and Yaroslavl-Kostroma Volga Region) were examined and a description of a series of stratigraphic and key sections was compiled. In recent years many of them were studied while working on the IGCP Project «Quaternary Glaciation of the Northern Hemisphere». Much attention was paid to a comparative characteristic of the flores of the Likhwin, the Roslavl and the Mikulino interglacial deposits, as well as to possibilities for using the matter composition of glacial deposits for their correlation.

Within the limits of spreading of the Moscow ice sheet in Middle Pleistocene there are two glacial complexes, which essentially differ by the composition of coarse debris. The lower of them — the Dnieper ice sheet — is underlain by the Likhvin interglacial deposits, which correlate quite well with the Holstein deposits of West Europe. On the upper glacial complex, with which the formation of the Moscow glacial relief is associated, lie the Mikulino interglacial deposits, corresponding to the Eem deposits of West Europe.

These glacial complexes are separated by the deposits of the Odintsovo interglacial, which in the central part of the Russian plain are often called the Roslavl (by the key section near the village of Podrudnyansky in the Roslavl district of the Smolensk Region), in Byelorussia — the Shklow and in the Baltic Region — the Snaigupele deposits.

In the stratotypical section near the city of Odintsovo the intermoraine deposits have so far been characterized by quite a limited amount of paleobotanical materials (Сукачев и др., 1969). These materials prove quite definitely that the accumulation of deposits here has taken place under the conditions of a typical interglacial, but unfortunately they reflect only the final stage of the latter.

Last time we have some information about south-west part of this place interglacial lake deposits spreading. So boring wells near v. Akulovo brought to light and helped to learn gitties and peats, which by paleobotanical datas may be compared with other cuts of the Odintsovo interglacial. Here Glazov optimum of this interglacial is perfectly well given. The Odintsovo interglacial has for the first time been fully characterized by a section of a thick ancient lacustrine layer uncovered by drill-holes near the village of Podrudnyansky in Smolensk region. The results of the paleobotanical study give grounds for considering this section to be a hypostratotype of the Odintsovo interglacial. Thus, on this point we have quite full and reliable paleobotanical information.

The results of the palynological study of the section near the village of Podrudnyansky show that within the Odintsovo interglacial we may distinguish two climatic optima, divided by a distinct period of cooling. The earlier of these optima has been named Glazovsky, the later one — Roslavl and the cold period dividing them — Podrudnyansky.

No less complete and also well studied is a section of the deposits of the Odintsovo interglacial uncovering ancient lacustrine layers in the Nizhninsky Rov gully near the town of Shklov in Mogilev region. The accessibility of this section for examination gives grounds for considering it as a parallel hypostratotype.

At present more than 100 points are known on the Russian Plain, where the Odintsovo deposits are characterized by palynological and paleocarpological materials.

A characteristic peculiarity of the pollen diagrammes of the Odintsovo interglacial's climatic optima is the presence of wellexpressed maxima of the contents of oak and elm pollen with admixture of the pollen of spruce, as well as that of fir and larch both in the northern and the southern se-

ctions. This peculiarity makes them different from the pollen diagrammes of the Likhvin and the Mikulino interglacials and allows us to correlate quite certainly the Odintsovo (Roslavl, Shklov, Snaigupele) interglacial deposits in the whole area from South Baltic Region to the basin of the Verkhnyaya Sukhona river; the fact that they are of the same age is also proved by the results of paleocarpological and diatomic analysis.

As a result of the undertaken paleobotanical studies the flora of the Odintsovo deposits is characterized as full as the flora of any other interglacial, represented in the Russian plain. In the Odintsovo flora 229 species of phanerogamous and higher spore plants have been defined.

Such a representative paleobotanical material makes it possible to give a substantiated definition of the stratigraphic position of the Odintsovo flora in the age sequence of the interglacial floras of the Russian plain: by the indications it occupies the place between the Likhvin flora (preceding) and the Mikulino one (following). The analysis of phytocenotic relationships in the interglacial floras (by data of the general palynological analysis) also reveals regularities which point to an intermediate location of the Odintsovo interglacial between the Likhvin and the Mikulino epochs.

Data on the lacustrine-boggy deposits of that interval in West Europe are quite limited. It is possible that the Ober-Ohe lacustrine deposits refer to this time, as well as the Demnitz interglaciation in GDR (Ерд, 1972).

An age analog of the Odinsovo interglacial deposits in West Europe are most probably the Treene soils, which are studied in Shleswig Holstein. According to Stremme (1964 and 1979) and Picard (1961), they formed on the Saale moraine and are covered by the Wartha moraine.

In most regions (from Byelorussia to the Sukhona basin) the upper glacial complex is cut into two moraine horizons, which are close by their matter composition. The moraine horizons are divided by interstadial deposits. Their formation is, probably, associated with two independent overthrusts (megastages) of the Moscow glaciation — the Early Moscow and the Late Moscow ones. The limits of spreading of these moraine horizons practically coincide, and the upper of them is relief forming in the whole area of spreading of the Moscow ice sheet.

The area that have formerly been covered by the Moscow ice sheet is characterized by a great variety of glacial and fluvioglacial forms of relief, wich differ in their morphology, dimensions, orientation, and geological structure. They are also diverse in their genesis. Here among the forms of relief created by active ice quite widespread are moraine plains — as a rule, represented by glaciodepressions; terminal-moraine ridges — mainly pushmoraines affluent, interlobe massives, swells, ranges of hills. Smaller (in size) forms of relief are associated with dead ice. These are kames, kame terraces, thermal kars hollows. In some places lacustrine-glacial plateaux — «zvontsy» have also been found. Large parts of the territory are occupied by lacustrine-glacial plains and some areas — by fluvioglacial plains. A significant place among the glacial forms is occupied by hollows of glacial run-off. Almost a complete absence of lakes is a characteristic feature of this territory. All the depressions in the hilly-moraine relief are, as a rule, covered by deposits; they are often boggy. Rare lakes here are relicts of ancient large lakes and they occupy only an insignificant part of lake depressions.

All the above forms of relief, associated with active ice, are to a certain degree interdependent, forming a single glacial complex. The latter includes relief of terminal moraines — frontal and lateral, of glaciodepressions, as well as of sandur plains. The forms of relief connected with the influence of dead ice are often found on the slopes and summits of big terminal-moraine ridges and hills, usually represented by marginal formations of the Moscow sheet. Thanks to these forms, the relief as a whole has a very peculiar appearance.

Combination of forms constructed by active and dead ice is a result of a single process of glacial relief formation, when during a transgressive

phase forms of active ice appeared and afterwards, when glacier lost its activity and turned into passive or dead ice, there appeared favourable conditions for the development of such forms of relief, as kames of different types, kame terraces, ring moraines, etc. The detected regularity was paid attention to earlier when studying the last European ice sheet (Последний Европейский ледниковый покров..., 1965; Последний ледниковый покров..., 1969; Структура и динамика..., 1977; and others).

The enumerated forms of relief and their complexes are grouped into belts, creating in this way specificity of relief, characteristic of those territories which have been covered with ice. The great number of detached masses and glaciodislocations and other textural peculiarities of moraines on the given territory point to a great exaration activity of the Moscow ice sheet. That is why many forms of glacial relief may, undoubtedly, be considered erosional-accumulative. There are places where the Moscow moraine lies on the Lower Pleistocene deposits and even directly on pre-Quaternary ones. Recently disturbed bedding of interglacial deposits has been discovered in such well-known sections of Byelorussia as those near the villages of Korchevo and Yelizarovshchina in the vicinity of the town of Soligorsk and a number of others. This phenomenon is, probably, spread wider, than was thought before. Therefore there is a necessity to study in detail the condition of bedding of interglacial deposits important for stratigraphic reconstructions.

The fact, that almost all the belts of marginal formations bear traces of an active impact of the edges of ice, coordinates with the results of the studies of the recent continental glacial sheets, that reveal the morphogenetic activity of sheet glaciations at the final stage of their development.

All the peculiarities of the relief created by the Moscow ice sheet show that its degradation was of a rythmical character. Approximately equal distances between the bands of marginal formations allow to believe that the rythms of advance of the ice margin and the duration of its retreat have been similar. The absence of the multiplicity of the main Moscow moraines shows that retreats of the glacier's margin towards the centre with every rythm have been insignificant. That is why all the bands of marginal formations by their rank may, most probably, be considered only as oscillatory ones.

The analysis of orientation of the forms of relief created by active ice, as well as data on the dimensions of orientation of the long axes of debris in the fill made it possible both to reconstruct the structure and dynamics of the given part of the Moscow ice sheet and to single out in its composition a series of flows and also a series of their dividing zones.

Both the flows and the dividing zones were fed by the Baltic, Norther Swedish, Ladoga and Onega feeding provinces, and this is supported by data on the composition of debris in the moraines of that time. The western flows refer to the Northern Swedish feeding province, the eastern ones — to the Onega and Ladoga provinces. There is no doubt that degradation of the ice of the Moscow ice sheet in the area under consideration has been complex and ti was followed by repeated short-time oscillations of ice with a general tendency to their contraction. Within every of the distinguished structural units of the sheet (flows, lobes, etc.) the number of marginal zones is not equal. Regarding this, the marginal zones, adjoining ice divides from both sides, cannot be considered of the same age.

In the majority of flows among the marginal zones there is one which is more distinctly expressed, broader and higher than the rest of them. Beginning with the east, it turns out to be displaced to the south, adjoining the ice dividing zones nonsymmetrically. Each westward zone is located more and more to the south. As compared with other marginal zones, here we have a more distinct conjugation of marginal and dividing zones of «herringbone» type described by A. A. Aseev (Асеев, 1974).

All the above supports the idea that every structural unity of the sheet (flow, lobe, tongue) has been autonomous and possessed different types of degradation.

Published materials, as well as special studies carried out by the authors of this work make it possible to come to the conclusion that the Moscow glacial relief has been well preserved. As for the long established differences in morphology of the relief of different glaciations, hey can be accounted for by other reasons, for instance, thickness and dynamics of the sheet, climatic factors and other factors which are not clear yet.

However, up to the recent time evaluations of age differences in the appearance of glacial relief remained qualitative, and this considerably lowers their objectivity and prevents comparison of evaluations by different authors and even of those of one and the same author on different territories.

The age of relief created by the Moscow ice sheet in this work has been estimated by the way of a comparative analysis of it with the relief formed by ice sheets of other ages with the use of morphometric constructions (Чукленкова, 1977). The results of these studies on key areas coordinate well, for instance, with that border of the maximum spreading of the Moscow ice sheet, which is given by the authors of the monography according to a complex of other data.

The glacial relief of the Moscow age differs from the younger Valdai relief by greater dimensions of forms and by a comparative flat of slopes. The Dnieper glaciation region, as a whole, is characterized by erosional relief. Landscape forms created by glacial activities are weakly distributed.

The studies show that in the transformation of the Moscow relief the main role belonged to deluvial-solifluctional processes but not to the erosional ones as many scholars have so far believed.

Data accumulated so far on stratigraphy, lithology and paleobotany of the Odintsovo interglacial will make it possible to consider the Moscow ice sheet to be not a stage of the Dnieper ice sheet, but an independent one. This assumption is also supported by data on the glacial relief created by the Moscow ice sheet.

The information about Lower Pleistocene interglacial characterized by pollen diagrammas, which have some similarity with pollen diagrammas of the Odintsovo interglacial, is not in opposition with this conclusions.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов Г. В., Воронина Р. Ф., Москвитин А. И. Ивановское межледниковье.— Докл. АН СССР, 1965, т. 162, № 6.

Ананова Е. Н., Культина В. В. Межледниковая флора Лихвинского стратотипа.— В кн.: Проблемы палеогеографии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965.

Арсланов Х. А., Бердовская Г. Н., Зайцева Г. Я., Лавров А. С., Никифорова Л. Д. О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1.

Асеев А. А. Палеогеография долины Средней и Нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Асеев А. А. Формы деградации материковых оледенений и типы краевых образований.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М., 1972.

Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974.

Асеев А. А., Веденская И. Э. Система стока талых вод московского оледенения между Волгой и Окой.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР (к VI конгрессу ИНКВА в Польше). М.: Изд-во МГУ, 1961.

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

Астахов В. И. Краевые ледниковые образования и некоторые вопросы палеогеографии плейстоцена бассейна Верхней Печоры.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, АН СССР, 1974, № 41.

Барановская З. Н., Дик Н. Е. К истории формирования бассейнов рек Москвы, Клязьмы и Верхней Волги.— Землеведение. М., 1938, т. XI, вып. 1.

Басаликас А. Б. О разновидностях конечных морен, встречаемых на территории Литвы.— Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1963, т. 21.

Бердовская Г. Н. Палинологическая характеристика плейстоценовых отложений района нижней Печоры и ее значение для стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1971.

Бирюков И. П., Бородин Н. Г., Маудина М. И., Осипов С. А. Строение краевой зоны московского оледенения в пограничных районах Калужской и Смоленской областей.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Тез. докл. Киев: Наукова думка, 1976.

Борзов А. А. Очерк геоморфологии Московской губернии.— Тр. Общества изучения Московской области. М., 1930, № 4.

Бреслав С. Л. Четвертичная система.— В кн.: Геология СССР, Центр. Европ. часть СССР. М.: Недра, 1971, т. IV.

Бреслав С. Л., Валуева М. Н., Маудина М. И. Новые данные по одинцовскому разрезу.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 1.

Валуева М. Н., Гричук В. П., Новский В. А., Шик С. М. Отложения лихвинского межледниковья в Ярославском Поволжье.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1969, № 36.

Валуева М. Н., Гузман А. А., Заикина Н. Г., Семененко Л. Т., Цукурова А. М. Новые данные по древнеозерным отложениям Молого-Шекснинской низины у д. Горелово.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1979, № 49.

Васильева И. В. Геоморфология центральной части Калининской области.— Уч. зап. МГУ, 1938, вып. 23, геогр.

Васильева И. В. Граница московского оледенения и ее ландшафтное значение.— Вестн. МГУ. Серия 5, геогр., 1961, № 3.

Вейнберг И. Г. Склоновые отложения холмистого ледникового рельефа.— В кн.: Проблемы морфогенеза рельефа и палеогеографии Латвии. Рига, 1978.

Величкевич Ф. Ю. О среднеплейстоценовой флоре Нижнинского Рва в Белоруссии.— В кн.: XXIII Герцен. чтения (Материалы межвуз. конф.). Л.: ЛГПИ, 1971.

Величкевич Ф. Ю. Антропогеновые флоры БССР и смежных территорий. Минск: Наука и техника, 1973.

Величкевич Ф. Ю. Новые данные о флоре Дворца на Днепре.— В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1975.

Величкевич Ф. Ю. История плейстоценовой флоры средней полосы Восточно-Европейской равнины.— В кн.: Советская палеокарпология (Итоги и перспективы). М.: Наука, 1979а.

Величкевич Ф. Ю. О семенной флоре разреза Акулово (Одинцово).— Докл. АН БССР, 1979б, т. XXIII, № 6.

Величко А. А. Район днепровского оледенения.— В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Величко А. А. Опыт корреляции лёссовых отложений в перигляциальной зоне Европы.— В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Величко А. А. Вопросы палеогеографии и хронологии раннего и среднего плейстоцена.— В кн.: Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980.

Величко А. А. Плейстоценовые покровные оледенения Восточной Европы, состояние проблемы и задачи исследований.— В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981.

Величко А. А., Ударцев В. П., Маркова А. К., Морозова Т. Д., Певзнер М. А., Грибченко Ю. Н., Сычева С. А. Новые представления о возрасте днепровского и донского языков покровного оледенения Русской равнины.— Изв. АН СССР. Серия геогр., 1977, № 6.

Вишневская Е. М., Калугина Л. В. Новые данные о днепровско-московских озерно-болотных отложениях у дер. Бибирево (Ивановская обл.).— В кн.: История озер. Вильнюс, 1970. (Тр. Всесоюз. симпоз. по основным проблемам пресноводных озер. Т. 2).

Вознячук Л. Н. К вопросу о стратиграфическом и палеогеографическом значении плейстоценовых флор Белоруссии и Смоленской области.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1965, № 30.

Вознячук Л. Н. О стратиграфическом подразделении среднечетвертичных отложений в древнеледниковой области Русской равнины.— В кн.: Материалы четвертичной конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1966.

Вознячук Л. Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской платформы. М.: Наука, 1967.

Вознячук Л. Н., Махнач Н. А., Мотузко А. Н., Величкевич Ф. Ю., Якубовская Т. В., Зусь М. Е., Калиновский П. Ф., Рунец Е. Н., Санько А. Ф. Нижнеплейстоценовые отложения д. Корчево на Новогрудской возвышенности в Белоруссии и их стратиграфическое и палеогеографическое значение.— Докл. АН БССР, 1977, т. XXI, № 11.

Вознячук Л. Н., Махнач Н. А., Мотузко А. Н., Величкевич Ф. Ю., Якубовская Т. В., Зусь М. Е., Калиновский П. Ф., Рунец Е. П., Санько А. Ф. Новые данные по палеогеографии раннего плейстоцена ледниковой области Восточно-Европейской равнины.— Докл. АН СССР. Геология, 1978, т. 239, № 1.

Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. К вопросу о геологическом возрасте отложений беловежского межледниковья.— Докл. АН БССР, 1967, т. XI, № 8.

Вознячук Л. Н., Цапенко М. М. Геоморфология Белоруссии.— В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 3. Белорусская ССР.

Вонсавичус В., Балтрунас В. Строение четвертичных отложений окрестностей гор. Друскининкай.— В кн.: Вопросы изучения четвертичных отложений Литвы. Вильнюс: Минтис, 1974. (Тр. ЛитНИГРИ. Вып. 27.)

Вострухина Т. М. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Малоземельской тундры и бассейна нижнего течения р. Печоры на основании палинологических результатов.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.; Л.: Наука, 1973.

Гайгалас А. И. Реконструкция движения плейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морен.— В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, 1963.

Гайгалас А. И. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы и возможности использования для стратиграфии.— В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс: Минтис, 1965.

Гайгалас А. И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: Мокслас, 1979.

Гайгалас А. И., Кондратене О. П. Стратиграфия четвертичных отложений.— В кн.: Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1976.

Геоморфологическая карта Европейской части СССР и Кавказа/Под ред. М. В. Карандеевой. М.: Всесоюз. аэрогеол. трест, 1970.

Герасимов И. П., Величко А. А., Маркова А. К., Ударцев В. П., Чепалыга А. Л. Меридиональный спектр природно-климатических этапов плейстоцена во внетропическом пространстве северного полушария (по данным восточноевропейского сектора).— В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXVI сессия (Париж). Докл. сов. геологов. Четвертичная геология и геоморфология. М.: Наука, 1980.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1939, вып. 33.

Герасимов И. П., Серебрянный Л. Р., Чеботарева Н. С. Стратиграфические компоненты плейстоцена Северной Европы и их корреляция.— В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Гожик Л. Ф., Чугунный Ю. Г. Гляциодинамические текстуры основной морены и некоторые вопросы динамики ледникового покрова Днепровского языка.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений. Киев, 1976.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964.

Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги. М.: Наука, 1966.

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

Горецкий Г. И. О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и оторженцев.— В кн.: Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970.

Горецкий Г. И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей. Минск: Наука и техника, 1980.

Горлова Р. Н. Смена растительности в микулинское межледниковье по исследованиям торфяников Ярославской области.— В кн.: История развития растительного покрова центральных областей Европейской части СССР в антропогене. М.: Наука, 1968а.

Горлова Р. Н. Смена растительности как компонента биоценозов в предпоследнее межледниковье. М.: Наука, 1968б.

Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1950, т. 46. (Материалы по геоморфол. и палеогеогр. СССР. Вып. 3)

Гричук В. П., Гричук М. П. Древнеозерные отложения в районе г. Плеса.— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1959.

Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961а.

Гричук В. П. Принципы стратиграфического расчленения плейстоцена на основании палеофлористических материалов.— В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961б.

Гричук В. П. Гляциальные флоры и их классификация.— В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969.

Гричук В. П. Методика интерпретации палеоботанических материалов для решения задач стратиграфии и корреляции позднего кайнозоя.— В кн.: Палинологические исследования на северо-востоке СССР. Владивосток, 1978.

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

Гричук В. П., Мальгина Е. А., Моносзон М. Х. Палеоботаническая характеристика основных разрезов.— В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969.

Гричук В. П., Моносзон М. Х. Предварительные данные о флоре одинцовского межледниковья у дер. Глазово.— В кн.: Проблемы ботаники. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.

Гричук В. П., Хей Р. В., Венцо С. Отчет подкомиссии INQUA по плиоцен-плейстоценовой границе.— В кн.: Научные итоги VI конгресса Междунар. ассоциации по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1964.

Грищенко М. Н. О межледниковой флоре одинцовского времени в Окско-Донской низменности.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1968, № 35.

Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В., Никифорова К. В., Равский Э. И. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Европы.— В кн.: Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии (к VII конгрессу INQUA в США). М.: Наука, 1965.

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

Гузман А. А. Новый разрез одинцовских (днепровско - московских) межледниковых отложений у д. Хмельники Знаменского р-на Смоленской области.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Европейской части СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып. 5.

Гунова В. С. Результаты спорово-пыльцевого анализа плейстоценовых отложений котловины оз. Неро (Ярославская область.)— Вестн. МГУ, 1972, № 3.

Гурский Б. Н. Условия залегания и строение антропогеновых (четвертичных) отложений в бассейне р. Сож: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Минск, 1965.

Гурский Б. Н. Динамика деградации среднеплейстоценовых ледниковых покровов Белоруссии в связи с вопросом о самостоятельности московского оледенения.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972.

Гурский Б. Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии. Минск, 1974.

Гурский Б. Н. Унаследованность в формировании краевых образований территории Белоруссии.— В кн.: Всесоюз. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений. Киев: Наукова думка, 1976.

Гурский Б. Н., Левицкая Р. И. О самостоятельности сожского (московского) оледенения.— Докл. АН БССР, 1968, т. 12, № 9.

Гурский Б. Н., Орешкин Д. Б. Строение славгородской зоны краевых образований и некоторые вопросы динамики московского (сожского) ледникового покрова.— Геоморфология, 1978, № 3.

Гуслицер Б. И. О происхождении валунных суглинков Северного Приуралья.— Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1973, вып. 16.

Гуслицер Б. И., Ермолаев А. И. Ледниковый отторженец в верховьях р. Пожег.— В кн.: Геология и палеогеография северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1977.

Давыдова А. Н. Следы миндельского оледенения в Бронницком районе Московской области.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1939, № 5.

Давыдова А. Н., Москвитин А. И. Геология северо-западной части Калининской области. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1939.

Данилова И. А. Четвертичные отложения и рельеф окрестностей географической станции Московского гос. университета «Красновидово».— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.; Изд-во МГУ, 1959.

Даньшин Б. М. Новые данные к стратиграфии плейстоцена Подмосковного края. М.: Изд. Моск. геол.-развед. треста, 1933, т. 2, вып. 2.

Даньшин Б. М. Геологическое строение и

полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: Изд-во МОИП, 1947.

Девятова Э. И., Лосева Э. И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. М.: Наука, 1964.

Дементьев В. А. Основные черты морфологии и развития рельефа Белоруссии.— Тр. Второго Всесоюз. геогр. съезда. М., 1948, т. 2.

Дмитриев Н. И. О возрасте днепровского и донского ледниковых языков.— Учен. зап. Харьковск. ун-та, 1948, т. 20.

Добров С. А. Геологический очерк Дмитровского края.— Тр. Музея Дмитровского края. Дмитров, 1932, вып. 7, сб. 1.

Дорофеев П. И. Новые данные о лихвинской (миндель-рисской) флоре.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1960, № 24.

Дорофеев П. И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области.— В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. IV.

Евсеенков А. И., Писарева В. В. Новые данные по разрезу древнеозерных отложений у д. Пепелово Костромской области.— В кн.: Сборник статей по геологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1967, вып. 6.

Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды.— В кн.: Результаты исслед. по программе МГГ. М.: Наука, 1964.

Еловичева Я. К. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Минск: Наука и техника, 1979.

Еловичева Я. К. Стратиграфическое расчленение среднеплейстоценовых отложений центра Восточно-Европейской равнины.— В кн.: Проблемные вопросы геологии антропогена и неогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1980.

Ерд К. Палинологическое обоснование расчленения среднего плестоцена ГДР.— В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972.

Жирмунский А. М. Вопрос о нижней границе антропозоя и некоторые другие вопросы синхронизации антропозойских отложений.— Тр. II Междун. конф. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы. Л.; М., 1932, вып. 1.

Заикина Н. Г. Диатомовые водоросли из разреза межледниковых отложений у д. Глазово.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961.

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

Зинова Р. А., Якубовская Т. В. Новые данные о соотношении разрезов верхнеплиоценовых отложений у дд. Дворец и Холмеч на Днепре.— В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977.

Зубович С. Ф. Ископаемые остракоды среднеплейстоценовых отложений окрестностей гор. Друскининкай.— В кн.: Вопросы изучения четвертичных отложений Литвы. Вильнюс: Минтис, 1974. (Тр. ЛитНИГРИ. Вып. 27.)

Зусь М. Е. О динамическом воздействии ледников на породы осадочного чехла северо-западной части Новогрудской возвышенности.— В кн.: Материалы VI научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976.

Иванов А. П. Геологические исследования фосфоритовых отложений в Московском и Жиздренском уездах Калужской губ.— Тр. Комис. по исслед. фосфоритов. 1915а, т. VII.

Иванов А. П. Фосфоритовые отложения Рославльского уезда Смоленской губернии.— Тр. Комис. по исслед. фосфоритов, 1915б, т. VII.

Исакин М. М. Озерно-ледниковые глины московского горизонта в междуречье Оки и Москвы.— Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 6.

Исакин М. М. Геология антропогеновых отложений бассейна нижнего течения р. Москвы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1978.

Исаченков В. А. Развитие рельефа левобережья Верхнего Поднепровья в четвертичное время: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1963.

Исаченков В. А. О краевой зоне московского ледника на территории левобережья Поднепровья.— В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965.

Калугина Л. В. Определение возраста плейстоценовых отложений Ивановской области по результатам экологического анализа.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.

Карпинский Ю. П., Николаев Н. И. Послетретичные отложения района Одинцово.— Тр. Общества изуч. Московской области. М., 1930, вып. 4.

Карпухин С. С., Лавров А. С. Направление движения и положение зоны контакта днепровских ледниковых покровов на Русской равнине.— Докл. АН СССР, 1974, № 5, вып. 215.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы/Под ред. Ю. А. Мещерякова и др. М.: ГУГК, 1973.

Карта четвертичных отложений Европейской части СССР и прилегающих территорий м-ба 1 : 1 500 000/Под ред. И. И. Краснова. Мин-во геол. СССР, ВСЕГЕИ. М.: Аэрогеология, 1971.

Кац Н. Я., Кац С. В. Новые данные о флоре четвертичного периода и ее изменении во времени.— В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.

Колбик Г. С., Курьерова Л. В. Новые данные о возрасте межледниковых отложений среднего течения р. Западной Двины.— В кн.: Стариграфия и палеогеография антропогена. Минск: Наука и техника, 1975.

Кемешис В. А. К вопросу о границе распространения валдайского оледенения в юго-восточной Литве.— В кн.: Материалы IV конф. геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1965.

Кондратене О. П. Раннеплейстоценовые отложения в долине р. Швянтойи (Лит. ССР).— В кн.: Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972.

Кондратене О. П. О типах пыльцевых диаграмм мяркинского (микулинского, рисс-вюрмского) межледниковья Литвы и вопрос их одновозрастности.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.

Кондратене О. Палинологическая характеристика межледниковых отложений в окрестности г. Друскининкай.— В кн.: Погребенные палеоврезы дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Вильнюс: Минтис, 1976.

Кондратене О., Вишневская Е. Новые данные о межледниковых отложениях в Буйвиджяй.— В кн.: Вопросы изучения четвертичных отложений Литвы. Вильнюс: Минтис, 1974. (Тр. ЛитНИГРИ. Вып. 27.)

Красненков Р. В., Агаджанян А. К. Нижний плейстоцен среднего Дона.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1975, № 44.

Красненков Р. В., Иосифова Ю. И., Шулешкина Е. А., Либерман Ю. Н. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка (по фауне мелких млекопитающих).— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 2.

Краснов И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1947, № 9.

Краснов И. И. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печоро-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий.— В кн.: Материалы по геоморфологии Урала. М.: Наука, 1948, вып. 1.

Кригер Н. И. О строении солигорской конечной морены и о древнейшем оледенении в Белоруссии.— В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967.

Кригер Н. И. Основные вопросы гляциотектоники.— В кн.: Краевые образования материкового оледенения. М.: Наука, 1972.

Крутоус Э. А. Предварительные данные палеокарпологического изучения пород обнажения Нижнинского Рва у г. Шклова.— В кн.: Материалы 2-й науч. конф. молодых геологов Белоруссии. Минск, 1968.

Крутоус Э. А. Межледниковые отложения Белоруссии и их карпологическая характеристика: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Вильнюс, 1974.

Кудаба Ч. П. Гляциоморфология маргинальных ледниково-аккумулятивных возвышенностей. На примере Балтийской конечноморенной гряды: Автореф. дис. ... геогр. наук. Вильнюс, 1972.

Кузнецова Л. А. Плейстоцен Печорского Приуралья. Казань, 1971.

Лавров А. С. Четвертичные отложения бассейнов Средней Печоры и Вычегды и условия их образования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1968.

Лавров А. С. О генезисе валунных суглинков северо-востока Европейской части СССР в связи с новыми находками плоско-выпуклых валунов.— Докл. АН СССР, 1970а, т. 191, № 3.

Лавров А. С. Четвертичные отложения бассейнов рек Средней Печоры и Вычегды.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Недра, 1970б.

Лавров А. С. Петрографический метод датирования морен и результаты его применения при аэрофотогеологическом картировании северо-восточной части Русской равнины.— Экспресс-информация. Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ОНТИ, 1976, № 10.

Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1978.

Левицкая Р. И., Левчик В. В. Сравнительная характеристика среднечетвертичных отложений Лидской равнины и Новогрудской возвышенности.— В кн.: Геология и геохимия антропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974.

Левков Э. А. Палеогеографическое значение гляциодислокаций Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973.

Левков Э. А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980.

Лехт Э. Е., Орешкин Д. Б. Геоморфологическая зональность краевых образований Остерского ледникового потока.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1978, № 48.

Лобачев И. Н., Писарева В. В. Разрез одинцовских отложений у д. Анюг в бассейне Унжи.— В кн.: Сборник статей по инженерной геологии. М.: Недра, 1967, вып. 6.

Логойко А. Т., Еловичева Я. К. О разрезе межледниковых отложений у д. Костеши Любанского района Минской области.— В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. Минск: Наука и техника, 1975.

Лопатников М. И. Рельеф.— В кн.: Рельеф и четвертичные отложения северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Лопатников М. И., Шик С. М. Положение границы верхнечетвертичного оледенения в Смоленской и Калининской области.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып. 5.

Мандер Е. П. Антропогеновые отложения и развитие рельефа Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1973.

Марков К. К. Материалы по стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги.— Тр. Верхневолжской экспед. Л.: Изд-во ЛГУ, 1940, вып. 1.

Марков К. К., Капица П. А. Гляциология Антарктиды и вопросы палеогляциологии.— В кн.: Антарктика (Докл. Межвед. комис. по изуч. Антарктики). М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 2.

Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965, т. I, II.

Маринич А. М. Геоморфология Южного Полесья. Киев: Изд-во Киевск. ун-та, 1963.

Матвеев А. В. Ледниковая формация ан-

тропогена Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976.

Маудина М. И. Погребенное озеро одинцовского века в р-не г. Мичуринска.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1968, № 35.

Махнач Н. А. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии.— В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, 1961.

Махнач Н. А. Разрез рославльских (одинцовских, днепровско-московских) межледниковых отложений у г. п. Старобина.— В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск: Наука и техника, 1966а.

Махнач Н. А. О самостоятельности московского оледенения на территории Белоруссии.— Докл. АН БССР, 1966б, т. X, № 1.

Махнач Н. А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск: Наука и техника, 1971.

Махнач Н. А. Палинологическая характеристика древнейших антропогеновых отложений Белоруссии.— В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977.

Махнач Н. А., Кузнецов В. А., Мандер Е. П. Материалы к характеристике межледниковых отложений у г. Шклова.— Докл. АН БССР, 1970, т. 14, № 5.

Махнач Н. А., Левков Э. А., Гурский Б. Н., Линник И. А., Пасюкевич В. И., Матвеев А. В., Мандер Е. П. Схема стратиграфического расчленения четвертичных (антропогеновых) отложений Белоруссии.— Докл. АН БССР, 1970, т. 14, № 1.

Махнач Н. А., Мандер Е. П., Кузнецов В. А. Новые данные о возрасте аллювиальных отложений близ д. Малая Александрия Шкловского района.— Докл. АН БССР, 1969, т. XIII, № 10.

Махнач Н. А., Матвеев А. В. Разрез древнеплейстоценовых отложений у д. Мостки Гродненской области.— Докл. АН БССР, 1968, т. XII, № 5.

Меннер В. В. Описание остатков млекопитающих из межледниковых суглинков Одинцова.— Тр. Общества изуч. Московской области. М., 1930, вып. 4.

Метельцева Е. П., Сукачев В. Н. Новые данные к плейстоценовой флоре центральной части Русской равнины (межледниковый торфяник Владимирской области).— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1962, № 26.

Меллер Н. С. Краевые образования московского оледенения в пределах западной окраины Брянской области.— В кн.: Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Мирчинк Г. Ф. О количестве оледенений Русской равнины.— Природа, 1928, № 7—8.

Миссуна А. Б. Конечная морена и устройство поверхности северо-восточной части Гродненской губернии.— Зап. Минералог. общества. СПб., 1909, Серия 2, т. 22. ч. 47.

Миссуна А. Б. Краткий очерк геологического строения Новогрудского уезда Минской губернии.— Зап. Минерал. общества. СПб., 1915. Серия 2, ч. 50, отд. 5, вып. 1.

Москвитин А. И. О трех моренах под Москвой.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1936, т. XIV, вып. 4.

Москвитин А. И. Происхождение и возраст Вышневолоцкого-Новоторжского вала.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1938, № 3.

Москвитин А. И. Геологический очерк Калининской обл.— Учен. зап. МГУ, 1940, вып. 31. География.

Москвитин А. И. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1946, т. XXI (4).

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

Москвитин А. И. Путеводитель экскурсии Совещания по стратиграфии четвертичных отложений (Подмосковье — Старая Рязань — Галич). М.: Изд-во АН СССР, 1954а.

Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1954б, № 3.

Москвитин А. И. «Теплые» и «холодные» межледниковья как основа стратиграфического подразделения плейстоцена.— В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.

Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР. М.: Наука, 1965.

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

Москвитин А. И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957.

Нейштадт М. И., Федорова Р. В., Хотинский Н. А., Девирц А. Л., Добкина Э. И. Осеченское болото (Калининская обл).— В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965.

Никитин П. А. Послепонтические ископаемые флоры в Воронежской губернии и эволюция ее растительности.— Природа, 1928, № 4.

Новский В. А. Верхний плейстоцен Ярославского Поволжья.— Учен. зап. Ярославск. пединститута. Ярославль, 1971, вып. 87. Геология и палеонтология.

Новский В. А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. М.: Наука, 1975.

Носов А. А. Гляциодислокации и ледниковый морфогенез на примере Дмитровского месторождения валунных песков.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1976, № 46.

Носов А. А., Скиба Л. А. Отложения икшинского(?) интерстадиала в районе г. Дмитров.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1975, № 44.

Обедиентова Г. В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977.

Огнев Г. Н. Почвы юго-восточной части Коми АССР.— Тр. Ленингр. лаборат. с.-х. наук СССР им. Ленина, 1930, вып. 8.

Орешкин Д. Б. Сещинские гляциодислокации и динамические условия их образования.— Геоморфология, 1977, № 3.

Орешкин Д. Б. Состав валунов и динамика московского ледникового покрова.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1979, № 4.

Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965.

Пашканг К. В. Мещовское ополье.— Вестн. МГУ. Серия 5, География, 1961, № 3.

Писарева В. В. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области.— В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965, вып. 4.

Писарева В. В. Лихвинские межледниковые отложения района Северных Увалов.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1970а, № 37.

Писарева В. В. Спорово-пыльцевые спектры неогеновых и четвертичных отложений севера Центральных районов Русской платформы и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. МГУ, 1971.

Писарева В. В., Величкевич Ф. Ю., Шик С. М. Межледниковые отложения в районе г. Балашихи.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 1.

Плейстоцен центральной части Русской равнины. Путеводитель полевого маршрута № 1А. III междунар. палинологическая конф. М., 1971.

Погуляев Д. И. Геология и полезные ископаемые Западной области. Смоленск, 1935.

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

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

Погуляев Д. И., Исаченков В. А. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода левобережной части Верхнего Поднепровья.— Учен. зап. Смоленского пед. ин-та, 1963, вып. XII.

Погуляев Д. И., Шик С. М. Сещинские гляциодислокации.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972.

Последний европейский ледниковый покров. К VII конгрессу INQUA в США в 1965 г. М.: Наука, 1965.

Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. (К VIII конгрессу INQUA. Париж, 1969). М.: Изд-во Наука, 1969.

Потапенко Л. М. Новые данные о границах ледников московской эпохи в бассейне верхней Вычегды.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1974, № 41.

Потапенко Л. М. Эволюция лихвинского озера бассейна Вычегды.— В кн.: История озер в плейстоцене. Л.: Наука, 1975.

Преображенский Н. А. Опыт сопоставления четвертичных отложений Русской равнины.— Тр. Геол. упр. Башк. АССР. М.; Л., 1941, вып. 2.

Путеводитель экскурсий Москва — Верхняя Волга. М.: Изд-во МГУ, 1969.

Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Региональная унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской части СССР./Под ред. И. И. Краснова.— В кн.: Материалы Межвед. совещ. по разработке унифицированной стратиграфической схемы. Л.: ВСЕГЕИ, 1964.

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

Ришкене М. А. Межледниковая флора в окрестностях г. Друскининкай.— В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1972, т. VI.

Ришкене М. Палеокарпологическая характеристика межледниковых отложений.— В кн.: Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1976.

Розанов А. Н. Границы оледенений в Центральной области.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1929, № 1.

Рухина Е. В. О некоторых особенностях гранулометрического состава моренных отложений.— Вестн. ЛГУ, 1959, № 12.

Рычагов Г. И., Васильева И. В. и др. Физико-географическое районирование Калужской области.— Тр. науч.-методических конференций объединения географов и геологов пед. ин-тов центр. областей Европейской части РСФСР (1961—62 гг.). Смоленск, 1963.

Рябченков А. С. Региональная основа и аспекты изучения валунного и минерального состава четвертичных отложений северо-восточной части Русской платформы.— В кн.: Сб. статей по геологии и гидрогеологии. Недра, 1965, вып. 4.

Салов И. Н. О границах максимального распространения ледников московской стадии и валдайского в Белоруссии и Смоленской области и некоторые особенности их краевых образований.— В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. по изуч. краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Салов И. Н. О возрасте рославльских межледниковых отложений. Смоленск, 1971.

Салов И. Н. О ранге московского ледника.— В кн.: География Москвы и Подмосковья. М., 1973.

Салов И. Н. Обоснование стратиграфии нижнего и среднего плейстоцена северо-запада Русской равнины.— В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981.

Салов И. Н., Козлов В. Б. О возрасте озерно-болотных отложений в разрезе Черемошник «Б» близ г. Ростова-Ярославского.— В кн.: История озер в плейстоцене. Л., 1975.

Симонова Г. Ф., Третьяков Г. С. Закономерность размещения и некоторые особенно-

сти строения камов московского оледенения северо-восточной части Калининской обл.— В кн.: V Всесоюз. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений. Тез. докл. Киев: Наукова думка, 1976.

Смирнова В. М. Диатомовая флора бореальной трансгрессии в среднем течении Северной Двины.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 1.

Соболев Д. Н. Ледниковые формы Северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины.— Изв. Рус. геогр. об-ва, 1924, № 2.

Соболев Д. Н. О стратиграфии четвертичных отложений Украины.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1930, № 2.

Соколов В. Д. Материалы по геологии 42 листа.— Зап. Минерал. об-ва. Серия II, 1925, ч. 52.

Соколов Н. Н. О положении границ оледенений в Европейской части СССР.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1946, вып. XXXVII.

Соколова В. Б. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития рельефа района Вологодской возвышенности: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1968.

Соколова В. Б., Хомутова В. И. Средне- и нижнечетвертичные отложения центральной части Вологодской обл.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1966, № 31.

Соколова Н. С. Микропалеоботанические исследования межморенных отложений Ленинских гор.— Вестник МГУ, 1961, № 10.

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

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

Спиридонов М. А. Четвертичные отложения Камско-Вычегодского междуречья.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 52.

Спиридонов А. И. Краевые образования московского оледенения в центральных областях Русской равнины.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977.

Судакова Н. Г. Палеогеографические реконструкции структуры и динамики московского ледникового покрова на территории Средней Протвы.— В кн.: Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона и смежных территорий в бассейне Средней Протвы. М.: Изд-во МГУ, 1979, вып. 3.

Сукачев В. Н. О видах рода Najas из отложений лихвинского межледниковья.— Бот. журн., 1958, т. 43, вып. 2.

Сукачев В. Н., Соколовская В. Т., Банникова И. А. Новые данные о лихвинской флоре под Москвой.— В кн.: История развития растительного покрова центральных областей Европейской части СССР в антропогене. М.: Наука, 1968.

Сукачев В. Н., Горлова Р. Н., Недосеева А. К. О плейстоценовой флоре у с. Одинцово под Москвой.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1969, № 36.

Тарвидас Р. Некоторые вопросы динамики неоплейстоценового ледника на территории Восточной Литвы. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс: Минтис, 1965.

Траутшольд Г. Северная часть Московской губернии. Комментарий к специальной геологической карте этой части России. СПб., 1872.

Флинт Р. Ледники в палеогеографии плейстоцена. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963.

Фомин Г. А. Анализ крутизны склонов моренно-грядового рельефа Калининской области.— Учен. зап. Калининск. пед. ин-та, 1969, т. 68.

Хаустов А. П. Геоморфологические наблюдения в Егорьевском уезде Московской губернии.— Землеведение, 1931, т. 33, вып. 3—4.

Хименков В. Г. Некоторые типы ледниковых дислокаций в Подмосковном крае.— Тр. II Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы. М.; Л., 1933, вып. II.

Хименков В. Г. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 43. Калинин — Можайск — Духовщина — Торопец. М.; Л.: ОНТИ, 1934. (Тр. Моск. геол.-гидрогеодезич. треста. Вып. 7.)

Ходаков В. Г. Актуалистическая модель эволюции последнего Европейского оледенения.— В кн.: Тез. докл. Междун. географ. конгр. Геоморфология и палеогеография, секция 1. М., 1976.

Хомутова В. И. Палеоботаническое обоснование стратиграфического расчленения средне- и верхнечетвертичных отложений района Вологодской возвышенности и Кубено-Сухонской впадины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1970.

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

Цапенко М. М., Махнач Н. А. К стратиграфии антропогеновой толщи в долине Березины.— В кн.: Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск: Наука и техника, 1966, сб. V.

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

Чеботарева Н. С. Стратиграфия четвертичных отложений центра Русской равнины.— В кн.: Ледниковый период в Европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1959.

Чеботарева Н. С. Краевые образования и граница валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины.— В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Чеботарева Н. С. Общие закономерности деградации валдайского оледенения.— В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969.

Чеботарева Н. С. Ледниковые потоки валдайского ледникового покрова.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972.

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

Чепулите В. А. Стратиграфическое положение межледниковых разрезов Литовской ССР.— В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2.

Чирвинский В. Н. Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений юго-западной части России в связи с вопросом о движении ледникового покрова.— Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт. природы, 1914, т. XXIV.

Чукленкова И. Н. Возраст ледниковой морфоскульптуры западных и юго-западных районов Русской равнины (опыт морфометрического анализа).— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1975, № 43.

Чукленкова И. Н. Расчлененность водоразделов разновозрастного древнеледникового рельефа.— Геоморфология, 1977, № 3.

Шанцер Е. В. О древнечетвертичных (миндельских) ледниковых отложениях в г. Москве.— Тр. Ин-та геол. наук, 1947, вып. 88. Геол. серия (№ 26).

Швецов М. С. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 58. Северо-западная четверть листа.— Тр. Всесоюз. геол.-развед. объед. М.; Л., 1932, вып. 83.

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

Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения.— Докл. АН СССР, 1957, т. 117, № 2.

Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения.— Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1959, № 23.

Шик С. М. Новые данные об одинцовских межледниковых отложениях.— Докл. АН СССР, 1960а, т. 133, № 5.

Шик С. М. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосковного бассейна.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. М., 1960б, вып. 3.

Шик С. М. Доледниковая гидрографическая сеть юго-западного Подмосковья и ее развитие в плейстоцене.— В кн.: Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. II.

Шик С. М. Рославльские межледниковые отложения центральной части Русской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1974.

Шик С. М. Основные особенности краевых образований днепровского и московского оледенений центральной части Русской равнины.— В кн.: Всесоюз. совещ. по изуч. краевых образований материковых оледенений. Киев: Наукова думка, 1976.

Шик С. М. Результаты повторного изучения стратотипического разреза рославльских межледниковых отложений у пос. Подруднянский.— В кн.: Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего плиоцена и плейстоцена центральных районов Европейской части СССР. М.: Недра, 1981.

Шик С. М., Маудина М. И. Рославльские межледниковые озерные отложения Окско-Донской равнины.— В кн.: Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979.

Шорыгина Л. Д. Основные этапы формирования рельефа Московской обл.— Тр. ГИН АН СССР, 1947, вып. 88. Геол. серия (26).

Шумский П. А. Динамическая гляциология. М., 1969, вып. 1. (Итоги науки. Серия. География. Гидрология суши. Гляциология).

Шукина Е. Н. Террасы Верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковско-Ивановского края.— Бюл. МОИП, 1933, т. XI, вып. 3.

Яковлев С. А. Геологические условия находок доктора Григоровича.— В кн.: Окаменевшие мозги людей ледникового периода. Вологда, 1927.

Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с ней территорий в м-бе 1 : 2 500 000.— Тр. II Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы. Л.; М., 1932, вып. 1.

Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М.: Госгеолтехиздат, 1956. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Новая серия, т. 17.)

Яковлева С. В. Главнейшие пути распространения молодых оледенений на северо-западе Русской равнины по данным литологического изучения морен.— В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966.

Якубовская Т. В. Ископаемая флора д. Николаево на Немане.— В кн.: Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Минск, 1974.

Якубовская Т. В. Палеогеография лихвинского межледниковья Гродненского Понеманья. Минск: Наука и техника, 1976.

Якушка В. П., Навуменка Л. Б. Праяуленні карставых процэссаyі их палеагеаграфічная абумоўленнасуь у Беларускім Палессі.— В кн.: Новае у геалогіі антрапагену Беларусі. Мінск, 1979. (На белорус. яз.).

Basalykas A. Lietuvos TSR fizine geografija. Vilnius: Mintis, 1965. t. 11.

Behrmann W. Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betracht.— Erde, 1949/1950, Bd. 2.

Dylik J. Periglacjalne structury w Pleistocenie Środkowej Polski. Biul. Panstw. inst. geol., 1952, N 66.

Ekman S. Begründung einer statistischen Methode in der regionalen Tiergeographie nebst einer Analyse der Paläarctischen Steppen und Wüstenfauna.— Nova acta Regiae soc. sci. upsal., 1940, ser. 4, N 2.

Kondratiene O. Apie tarpledynmetinius darinius Druskininku apylinkeje.— Liet. TSR

MA Geol. ir geogr. in-t Mokslinial pranešimai, 1958, t. VI.

Kondratiene O. Nauji mindelio-riso tarpledymecio dariniu piuviai Lietuvoje.— Liet. TSR MA darbai. B ser., 1962, t. 2 (29).

Picard K. The Stratigraphic position of the «Warthe — Zeit» in Schleswig — Holstein (Germany).—In: Abstr. pap IV INQUA Congr. Lodz, 1961.

Reid C., Reid E. M. The Pliocene floras of the Dutch — Prussian border.— Nededeel. Delfstoffen, Hague, 1916, N 6.

Spreitzer H. Eiszeitstudien in Russland.— Jb. geogr. Zh. Hannover. Hannover, 1935.

Stremme H. E. Die Warmzeiten vor und nach der Warthe-Eiszeit in ihren Bodenbildungen bei Böxlund (Westl. Flensburg).— N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1964, N 4.

Stremme H. E. Böden, Relief und Landschafts geschichte im nordwestdeutschen Raum.— Z. Geomorphol. Suppl., 1979, Bd. 33.

Szafer W. Flora pleistocenska z Kroscienka nad Dunajcem. Krakow, 1946.

Weisse R. Die Bedeutung der scandinavischen Vereisungen für die Gestaltung des heutigen Reliefs der Jung- und Altmorenenlandschaft.— Schr.— R. geol. Wiss., 1978, N 9.

Welch B. L. The significance of the difference between two means when the population varians are unequal.— Biometrica, 1937, vol. 29.

Woldstedt P. Die Gliederung des jungeren Diluvien in Norddeutschland und seine Paralleliesierung mit anderen Glazialgebieten.— Ztschr. deutsch. geol. Ges., 1927, Bd. LXXIX.

Woldstedt P. Des Eiszeitalter. Stuttgart, 1929.

Woldstedt P. Über der letzter Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze — Warthe — Wistromtales.— Jb. preuss. geol. Landesanst. Berlin, 1932, Bd. 52.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 5

Часть I

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МОСКОВСКОМ ЛЕДНИКОВОМ ПОКРОВЕ

Границы максимального распространения валдайского и московского ледниковых покровов. *Б. Н. Гурский, Д. Б. Орешкин, В. В. Писарева* . . 7

Состояние вопроса о возрасте московского ледникового покрова и месте его отложений в стратиграфической колонке плейстоцена. *С. М. Шик, Н. С. Чеботарева* 11

Часть II

СТРОЕНИЕ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ОБЛАСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОСКОВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Общие сведения. *С. М. Шик* 17

Флора одинцовских межледниковых отложений (характеристика и стратиграфическое положение). *В. П. Гричук, Э. М. Зеликсон* 17

Возможности корреляции морен по составу обломочного материала. *А. И. Гайгалас* 42

Региональные очерки:

Бассейн р. Верхней Оки. *С. М. Шик* 43

Верхнее Приднепровье. *С. М. Шик* 60

Бассейн р. Западной Двины, Среднее Приднепровье и Верхнее Понеманье. *Б. Н. Гурский, Я. К. Еловичева, Н. А. Махнач* 70

Южная Прибалтика. *О. П. Кондратене, А. И. Гайгалас* 73

Ярославско-Костромское Поволжье. *В. В. Писарева, И. Н. Лобачев* . 82

Бассейн Верхней Сухоны. *В. П. Гей, И. В. Котлукова* 95

Западное Притиманье. *Л. М. Потапенко, Л. Д. Никифорова* . . . 97

Печорская низменность. *А. С. Лавров* 101

Основные закономерности строения отложений среднего плейстоцена. *С. М. Шик* 103

Часть III

ГЛЯЦИОМОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА МОСКОВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

Общая характеристика современного и дочетвертичного рельефа территории. *Е. А. Гаврюшова, Э. Е. Лехт, Н. С. Чеботарева* 105

Оценка степени сохранности московского рельефа. *Н. С. Чеботарева, И. Н. Чукленкова* 110

Основные закономерности ледникового разноса крупнообломочного материала. *А. И. Гайгалас, Д. Б. Орешкин* 118

Общие сведения о структуре ледникового покрова. Главные ледниковые потоки и ледораздельные зоны. *Н. С. Чеботарева, Э. Е. Лехт* 125

Гродненская ледораздельная возвышенность. *А. К. Карабанов, Б. Н. Гурский, Э. А. Левков* 129

Неманский ледниковый поток. *А. И. Гайгалас, Б. Н. Гурский, А. К. Карабанов, Э. А. Левков* 133

Неманско-Минская ледораздельная зона. *М. Е. Зусь, Б. Н. Гурский, Э. А. Левков, А. И. Гайгалас* 137

Минский ледниковый поток. *Б. Н. Гурский, Э. А. Левков, А. В. Матвеев* 142

Минско-Днепровская ледораздельная зона. *Б. Н. Гурский, Э. А. Левков, А. В. Матвеев* 145

Днепровский ледниковый поток. *Б. Н. Гурский* 147

Мстиславльская ледораздельная зона. *Д. Б. Орешкин* 152

Деснинский ледниковый поток. *Д. Б. Орешкин, М. И. Маудина, Н. Г. Бородин* 154
Вяземская ледораздельная зона. *Д. Б. Орешкин, Е. А. Гаврюшова, М. И. Маудина* 162
Угранский ледниковый поток. *Н. С. Чеботарева, Э. Е. Лехт, Д. Б. Орешкин, М. И. Маудина* 165
Боровско-Вышневолоцкая ледораздельная зона. *Н. С. Чеботарева, Э. Е. Лехт, Н. Г. Судакова* 172
Москворецкий ледниковый поток. *Е. А. Гаврюшова, Э. Е. Лехт, А. А. Носов, М. А. Фаустова, Н. С. Чеботарева* 176
Коломенско-Краснохолмская ледораздельная зона. *Е. А. Гаврюшова* . 191
Клязьминский ледниковый поток. *В. В. Писарева, Н. Г. Судакова, Е. А. Гаврюшова, Э. Е. Лехт* 193
Судиславльская ледораздельная зона. *В. В. Писарева, И. Н. Лобачев* . 202
Верхнесухонский ледниковый поток. *В. В. Писарева, И. Н. Лобачев, В. П. Гей, И. В. Котлукова* 203
Ледораздельная зона юго-восточной части возвышенности Северные Увалы. *В. П. Гей, И. В. Котлукова* 208
Особенности деградации и динамики московского ледникового покрова. *Н. С. Чеботарева, Э. Е. Лехт* 209
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. *Н. С. Чеботарева, В. П. Гричук, С. М. Шик* 215
РЕЗЮМЕ (на английском языке). 219
ЛИТЕРАТУРА 224

CONTENTS

FOREWORD 5

Part I

THE MAJOR CONCEPTS ON THE MOSCOW ICE SHEET

Borders of the maximum distribution of the Valdai and Moscow ice sheets. *B. N. Gursky, D. B. Oreshkin, V. V. Pisareva* 7

The state of the question about the age of the Moscow ice sheet and about the place of its deposits in the stratigraphic column of Pleistocene. *S. M. Shik, N. S. Chebotareva* 11

Part II

THE STRUCTURE OF THE MIDDLE PLEISTOCENE IN THE AREA OF SPREADING OF THE MOSCOW ICE SHEET

General information. *S. M. Shik* 17

Flora of the Odintsovo interglacial deposits (its characteristic and stratigraphic position). *V. P. Grichuk, E. M. Zelikson* 17

The possibilities of moraines correlation according the composition of debris. *A. I. Gaigalas* 42

Regional essays:

The Upper Oka basin. *S. M. Shik* 43

The Upper Dnieper region. *S. M. Shik* 60

The West Dvina basin, the Middle Dnieper and the Upper Neman regions. *B. N. Gursky, Y. K. Elovicheva, N. A. Makhnach* 70

The South Baltic Region. *O. P. Kondratene, A. I. Gaigalas* 73

The Yaroslavl-Kostroma Volga region. *V. V. Pisareva, I. N. Lobachev* . 82

The basin of Upper Sukhona. *V. P. Gei, I. V. Kotlukova* 95

The West Timan region. *L. M. Potapenko, L. D. Nikiforova* 97

The Pechora lowland. *A. S. Lavrov* 101

The main regularities of the structure of the Middle Pleistocene deposits. *S. M. Shik* 103

Part III

GLACIO-MORPHOLOGY AND DYNAMICS OF THE MOSCOW ICE SHEET

A general characteristic of the recent and pre-Quaternary relief of the territory. *E. A. Gavryushova, E. E. Lekht, N. S. Chebotareva* 105

An evaluation of the degree of preservation of the Moscow relief. *N. S. Chebotareva, I. N. Chuklenkova* 110

The main regularities of the glacial dispersal of macrofragmental material. *A. I. Gaigalas, D. B. Oreshkin* 118

A general information about the ice sheet structure. The major glacial flows and ice-dividing zones. *N. S. Chebotareva, E. E. Lekht* 125

The Grodno ice-dividing height zone. *A. K. Karabanov, B. N. Gursky, E. A. Levkov* 129

The Neman glacial flow. *A. I. Gaigalas, B. N. Gursky, A. K. Karabanov, E. A. Levkov* 133

The Neman-Minsk ice-dividing zone. *M. E. Zus', B. N. Gursky, E. A. Levkov, A. I. Gaigalas* 137

The Minsk glacial flow. *B. N. Gursky, E. A. Levkov, A. V. Matveev* . . 142

The Minsk-Dnieper ice-dividing zone. *B. N. Gursky, A. N. Levkov, A. V. Matveev* 145

The Dnieper glacial flow. *B. N. Gursky* 147

The Mstislavl ice-dividing zone. *D. B. Oreshkin* 152

The Desna glacial flow. *D. B. Oreshkin, M. I. Maudina, N. G. Borodin* . 154

The Vyazma ice-dividing zone. *D. B. Oreshkin, E. A. Gavryushova, M. I. Maudina* 162
The Ugra glacial flow. *N. S. Chebotareva, E. E. Lekht, D. B. Oreshkin, M. I. Maudina* 165
The Borovsk-Vyshnevolotsk ice-dividing zone. *N. S. Chebotareva, E. E. Lekht, N. G. Sudakova* 172
The Moskovoretsky glacial flow. *E. A. Gavryushova, E. E. Lekht, A. A. Nosov, M. A. Faustova, N. S. Chebotareva* 176
The Kolomensk-Krasnokholmsk ice-dividing zone. *E. A. Gavryushova* . 191
The Klyaz'ma glacial flow. *V. V. Pisareva, N. G. Sudakova, E. A. Gavryushova, E. E. Lekht* 193
The Sudislavl ice-dividing zone. *V. V. Pisareva, I. N. Lobachev* . . . 202
The Upper Sukhona glacial flow. *V. V. Pisareva, I. N. Lobachev, V. P. Gei, I. V. Kotlukova* 203
Ice-dividing zone of the south-eastern part of North Uvaly height. *V. P. Gei, I. V. Kotlukova* 208
Peculiarities of the dynamics and degradation of the Moscow ice sheet. *N. S. Chebotareva, E. E. Lekht* 209
SUMMARY. *N. S. Chebotareva, V. P. Grichuk, S. M. Shik* 215
SUMMARY (in English) 219
REFERENCES 224

МОСКОВСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода
и Институтом географии АН СССР

Редактор издательства А. А. Фролова
Художественный редактор Н. Н. Власик
Технический редактор А. М. Сатарова
Корректоры Д. Ф. Арапова, К. П. Лосева

ИБ № 24231

Сдано в набор 14.01.82
Подписано к печати 18.05.82
Т-07471. Формат 70×108$^{1}/_{16}$
Бумага книжно-журнальная
Гарнитура литературная
Печать высокая
Усл. печ. л. 22,2. Усл. кр. отт. 22,55
Уч.-изд. л. 23,4. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 4016
Цена 3 р. 60 к.

Издательство «Наука»,
117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука»,
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10