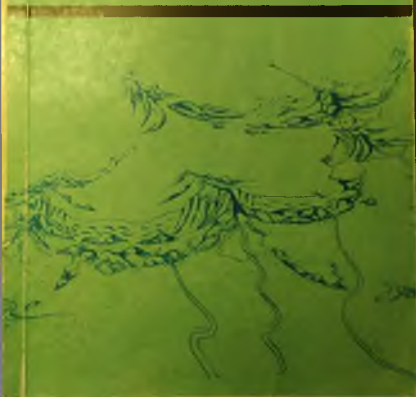


М. Е. КОМАРОВСКИЙ

Минская и Ошмянская возвышенности



АКАДЕМИЯ НАУК БЕЛАРУСИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

М. Е. КОМАРОВСКИЙ

Минская и Ошмянская возвышенности



Минск · 1996

УДК 551.5.057(476)

Комаровский М.Е. Минская и Ошмянская возвышенности. — Мн.: Институт геологических наук АН Беларуси. 1995. — 128 с.
ISBN 985-6117-14-3

Раскрыты принципиальные особенности геологического строения, морфологического выражения в рельефе и аккумуляции ледниковых отложений в краевой зоне в течение антропогена и рельефообразования на этапе дегляциации днепровского оледенения в центральной и северо-западной Беларуси. На основе этого показан процесс эволюции крупнейших морфоскульптур Белорусской гряды — Минской и Ошмянской возвышенностей как маргинальных напорных ледниково-аккумулятивных макроформ, сформировавшихся в конце среднего плейстоцена в результате гляциодислокаций водно-ледниковых и других отложений в краевой зоне последнего в регионе оледенения.

Книга рассчитана на геологов, занятых изучением ледникового литоморфогенеза, стратиграфии антропогенных отложений, гляциоморфологии, поискам полезных ископаемых. Она будет полезна географам, почвоведом, представителям службы охраны природы, студентам вузов и всем тем, кто интересуется природой Беларуси.

Таб. 2. Ил. 56. Библиогр. 252 назв.

Научный редактор
профессор Э.А.Левков

Рецензенты:
академик А.В.Матвеев,
канд. геол.-минер. наук В.И.Ярцев

ВВЕДЕНИЕ

В поясе среднеплейстоценовых краевых образований Восточно-Европейской равнины, где уже достаточно глубоко изучены отдельные межлопастные и фронтальные возвышенности, по-прежнему слабо исследованными остаются ледниково-аккумулятивные сооружения, имеющие более сложное морфологическое выражение в рельефе. Такие морфоскульптуры представляют собой мощные возвышенности и состоят из макроформ, созданных в результате геологической и рельефообразующей деятельности нескольких ледниковых покровов. К этому типу сооружений принадлежат развитые в центральной части территории Беларуси ледниково-аккумулятивные комплексы Минской возвышенности и продолжающие ее к запад-северо-западу гряды Опшмянской возвышенности. Их краевые образования охватывают около 16% территории Беларуси и небольшую площадь соседней Литвы.

Минская и Опшмянская возвышенности служат важнейшим центральным звеном в структуре четко выраженной системы грядово-холмистого рельефа субширотного простираения – Белорусской гряды и всего обширного пояса конечных морен среднеплейстоценового возраста, протягивающегося через всю территорию Восточно- и Западно-Европейской равнин. В западном по отношению к возвышенностям направлении в этой орографической системе выделяются такие крупные формы рельефа, как Равская, Пиотрковская возвышенности, Тшебницкие и Далковские высоты в Польше (Мара POLSKA, 1988; Atlas Geologiczny Polski, 1957; Ber, 1981; Straszewska, 1975; Lindner, 1988a; Lindner, 1988b, c), возвышенности Флеминг и краевые образования Лаузица, Черные горы, краевые образования в районе Гамбурга в Германии (Woldstedt, 1955; Сеpek, 1967; Die Entwicklungsgeschichte der Erde, 1981; Geologische karta, 1973). На востоке к главному среднеплейстоценовому поясу конечных морен относятся Смоленско-Московская, Галичско-Судомская краевые возвышенности, Северные Увалы и другие (Асеев, 1974; Московский ледниковый покров..., 1982).

Краевые образования Минской и Опшмянской возвышенностей образуют наиболее мощную и компактную часть Белорусской гряды (рис. 1). Граница между ними проходит по сквозной ложбине стока талых ледниковых вод, унаследуемой ныне долиной р. Западная Березина. В этом сложном и мощном комплексе краевых образований главное, связующее положение занимает Минская возвышенность. На нее приходятся наиболее высокие отметки поверхности, с ней совпадает Балтийско-Черноморский водораздел.

Минская возвышенность сформировалась преимущественно при аккумулятивной деятельности предпоследнего ледника в минскую и опшмянскую стадии его деградации, причем здесь срослись два весьма внушительных краевых комплекса этих стадий в монолитный мощный узел. Следовательно, Минскую возвышенность образуют две ледниковых морфоскульптуры более мелкого ранга. Сочетания гряд и холмов южного комплекса составляют Ивенецкую возвышенность. По условиям формирования и рельефу она

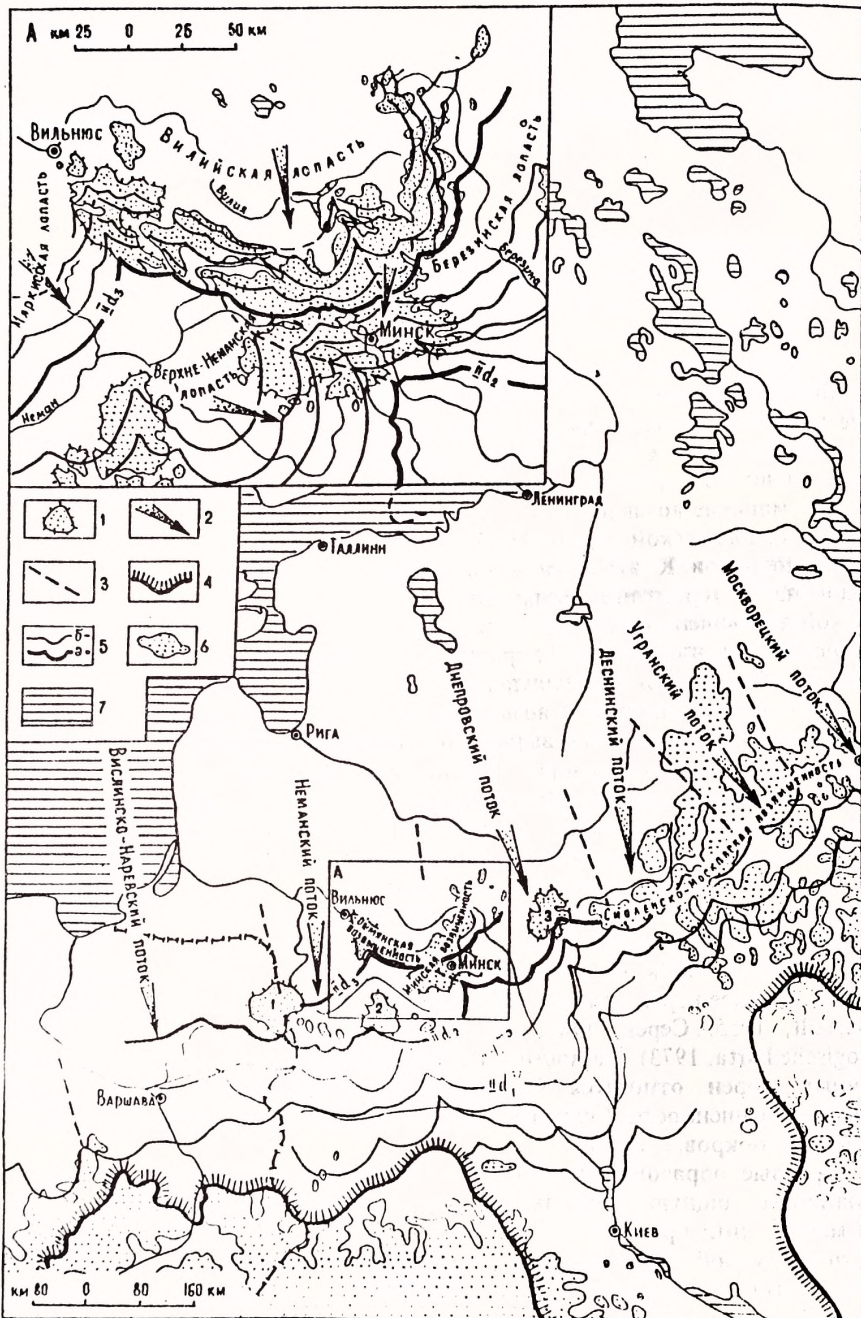


Рис. 1. Положение Минской и Ошмянской возвышенностей в структуре пояса среднеплейстоценовых краевых образований Восточно-Европейской равнины (составлен автором с использованием данных Л.Н.Вознячука, 1975; и материалов монографий Структура и динамика ... 1977; Московский ледниковый покров..., 1982; Budowa geologiczna Polski, 1984):

1 – крупные ледораздельные возвышенности; 2 – направление движения льда; 3 – линия ледоразделов между потоками; 4 – граница максимального распространения днепровского ледника; 5 – границы стадий (а) и фаз (б): $II d^z$ – сожской, III^o – могилевской, $II d_2$ – минской, $II d_3$ – ошмянской; 6 – возвышенные участки поверхности более 200 м абсолютной высоты; 7 – озера и моря; цифрами обозначены возвышенности: 1 – Гродненская, 2 – Новогрудская, 3 – Оршанская. На врезке – увеличенное изображение краевых ледниковых образований возвышенностей

представляет собой ледораздельный массив (Дементьев, 1947; Якушко, 1949; Зубович, 1968; Комаровский, 1989а; Вальчик, Комаровский, 1990), получивший наименование Ивенецко-Минского (Вальчик, 1981). На этом массиве расположена наиболее высокая точка – гора Дзержинская – 346 м. Ивенецкая возвышенность расходящимися к юго-западу и востоку дугообразными грядами неразрывно связана с Новоградской и Оршанской возвышенностями. Гряды обрамляют примыкающие к возвышенности с проксимальных сторон Верхне-Неманскую и Верхне-Березинскую низины, подчеркивая тем самым межлопастной характер макроформы (рис. 2).



Рис. 2. Геоморфолого-орографическая схема Минской и Ошмянской возвышенностей;

1 – контуры возвышенностей; 2 – простираение гряд; 3 – моренные массивы; 4 – фронтальные гряды; 5 – моренные равнины; 6 – водно-ледниковые низины; равнины и ложбины стока. Цифрами обозначены моренные массивы: 1 – Ивенецко-Минский; 2 – Ильинский; 3 – Мядининский; 4 – Вялоченский; 5 – Ерузальский; 6 – Лиглаукский; 7 – Буйвиджский. Буквами обозначены равнины и низины: А – Центрально-Березинская; Б – Верхне-Неманская; В – Верхне-Березинская; Д – Нарочано-Вилейская; Г – Воке-Мяркисская

Северная макроформа ледникового рельефа, названная Логойской возвышенностью, надстраивает массив с севера. Логойская возвышенность простирается в виде маргинальной грядовой системы с запада от района г.Воложин на восток через район г.Логойск и на северо-восток до г.п.Докшицы. Эта возвышенность имеет дугообразно-вытянутую форму в плане, с абсолютными отметками до 342 м (г.Лысая). Гряды Логойской макроформы западнее р.Западная Березина продолжают конечные морены Ошмянской возвышенности. Вместе они образуют дуги Ошмянско-Докшицких гряд длиной около 300 км и шириной 30-40 км, которые повернуты выпуклостями на юг и простираются по дистальной стороне Нарочано-Вилейской и Воке-Мяркисской

низины. Эта группа макроформ ледникового рельефа отмечает крупные ледниковые лопасти по краю ледникового покрова в бассейнах р.Вилия и Мяркис.

Северная ветвь возвышенностей по орографическому строению неоднородна. В западной части Опшмянской возвышенности простирается крупный Мяднинский моренный массив (Kudaba, 1983). Логойскую макроформу составляют чередующиеся между собой более широкие всхолмленные угловые массивы и прогибающиеся дальше к югу, соединяющие соседние массивы моренные ансамбли гряд. Самыми крупными и высокими образованиями краевого рельефа являются Ильянский массив (Вальчик, 1981; Горещкий, 1983; Зусь, Комаровский, 1990), Рыбчанский и Двиносский языковые моренные амфитеатры (см. рис. 2).

Вопросы строения и формирования ледниковых отложений и макроформ Минской и Опшмянской возвышенностей относятся к наиболее сложным и дискуссионным в геологии антропогена Беларуси. В решении данной проблемы в последние годы достигнуты несомненные успехи. Тем не менее соотношение ледниковых отложений и морфологии макроформ Минской и Опшмянской возвышенностей и развитие их в антропогене раскрыты лишь в самых общих чертах. Во многом неясен и характер проявления в рельефе внутренней структуры разновозрастных комплексов.

Изучение этих вопросов имеет также важное прикладное значение. С крайевыми образованиями Минской и Опшмянской возвышенностей связаны размещение крупных населенных пунктов, возведение разнообразных промышленных и гражданских объектов, строительство дорог, мелиоративных и гидротехнических сооружений, поиск и добыча полезных ископаемых, подземных вод и другие. Учет этих обстоятельств, а также отсутствие монографических исследований Минской и Опшмянской возвышенностей делают потребность в подобной работе актуальной.

Основная цель монографии заключается в выяснении геологического строения и морфологии Минской и Опшмянской возвышенностей, установлении закономерностей их возникновения и формирования как крайевых ледниковых образований. Для ее достижения потребовалось установить и проследить гляциоморфологические комплексы, определяющие современный облик крайевых образований данных возвышенностей; выявить связь крайевых образований со структурой коренного цоколя (приводовым участком Белорусской антеклизы и Опшмянской разломной зоной); выяснить особенности геологического строения отдельных гляциоморфологических комплексов и структуру оледенений нижнего и среднего антропогена; определить возраст крайевых комплексов; выделить важнейшие этапы геологического развития.

Книга представляет собой первое комплексное исследование Минской и Опшмянской возвышенностей как единой системы в цепи крайевых форм Белорусской гряды. В результате была выявлена определяющая роль среднеплейстоценовых ледниковых аккумуляций в образовании антропогенового покрова возвышенностей и в создании самостоятельных форм поверхности; детализировано строение ледниковых горизонтов; в каждом из них снизу выделены облекающие развитые ледниковые отложения, вверху – напорные конечно-моренные. Сформулировано представление об этапном развитии гляциотектонических процессов и ледниковой аккумуляции, определивших геологический разрез и морфологию крайевых возвышенностей. На протяжении нескольких ледниковых эпох обосновано последовательное возрастание размаха и расчлененности рельефа. Доказано, что возвышенности в своем развитии в течение каждого оледенения проходили две закономерно сменяющих друг друга стадии: вначале – этап аккумулятивного выравнивания рельефа, а затем – аккумулятивной расчлененности.

Использование разработанных автором положений может способствовать рационализации поисково-разведочных, геолого-съёмочных и инженерно-геологических работ, а также проведению геоморфологических, ландшафтных исследований и природоохранных мероприятий в пределах возвышенностей и соседних территорий. Основные теоретические выводы заслуживают внедрения в учебном процессе при подготовке специалистов геологического и геоморфологического профиля.

Работа основывается на материалах многолетних исследований автора на всей территории возвышенностей и смежных районов. Используются также опубликованные материалы по стратиграфии антропогенных отложений, рельефу региона и других территорий области древнематериковых оледенений и наблюдений на современных покровных ледниках. В монографии приведено также большое количество геологических разрезов, зарисовок, карт, схем и фотографий. Эти иллюстрации служат документальным доказательством приведенных выводов и положений.

Автор глубоко признателен доктору геолого-минералогических наук, профессору Э.А.Левкову за постоянное внимание, поддержку, ценные замечания и советы при подготовке монографии к изданию. В процессе проведения исследований и завершения работы неоценимую помощь оказали С.Д.Астапова, М.А.Вальчик, Л.И.Винокурова, А.К.Карабанов, Э.А.Крутоус, Г.В.Холмовой, Т.В.Якубовская и другие. Пользуясь возможностью, автор всем им приносит большую благодарность.

ИСТОРИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ МИНСКОЙ И ОШМЯНСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ

Развитие представлений о строении и происхождении возвышенностей

Грядово-холмистые Минская и Ошмянская возвышенности в силу своего географического положения, размеров и необычного сочленения издавна привлекали к себе внимание исследователей. Правда, в первых работах 30-х годов прошлого столетия эти крупные формы рельефа рассматривались как морские образования. Например, в монографии Э.Эйхвальда (Eichwald, 1830) описаны в пределах Ошмянской возвышенности "наносы", сложенные песками и валунами, которые, по его мнению, являются результатом их аккумуляции в неглубоких древних морях. Сходный подход к трактовке рельефа возвышенностей был и в более поздней работе И.Зеленского (1864). Отмечая существование Овратьнского кряжа-сырта в пределах возвышенностей, И.Зеленский объяснял это тем, что удлиненное выравненное поднятие возникло в процессе переноса по морю и последующего нагромождения обломочного материала ледяными глыбами. Первые исследователи формирования поднятия связывали с намывной формацией третичного возраста.

Благодаря фундаментальным трудам российских (Ф.Шмидт, П.Кропоткин) и западноевропейских (J.Geikie, O.Torell) ученых, обосновавших теорию материкового оледенения, с конца прошлого столетия возвышенности стали рассматриваться как результат ледниковой деятельности. В то время А.Гедройц (Giedroyc, 1886; Гедройц, 1895), отметив широкое развитие двух-трех горизонтов валунистых глин в пределах Ошмянской возвышенности, пришел к заключению, что эти ледниковые комплексы возникли в разные самостоятельные оледенения. Вывод о развитии возвышенностей в ходе двух эпох оледенений прослеживается и в работе Н.Криштофовича (1897), в сфере внимания которого оказались обнажения в долинах рек Вилия, Вильня и других.

В начале нашего столетия известная исследовательница геологии Белорусского региона А.Б.Миссуна (1902, 1903) начала рассматривать возвышенности как краевые образования ледника. Она впервые отметила неразрывную связь Вилейско-Минской ветви (соответствует Ошмянской возвышенности) и Восточной ветви (северной части Минской возвышенности) конечных морен, составляющих вместе "конечную морену ледника Вилии", т.е. краевую морену обширного ледникового языка. А.Б.Миссуной в целом были правильно объяснены характер и происхождение возвышенностей, она правильно относила их к типичным конечным моренам и связывала их с процессами ледниковой аккумуляции во фронтальной зоне ледника при его сокращении.

Со времени исследований А.Б.Миссуны на протяжении последующего полувека целенаправленного изучения возвышенностей не предпринималось

(Рунц, 1978; Комаровский, 1985). То было связано с тем, что их территория служила ареной неоднократных боевых действий в первую мировую, гражданскую и Великую Отечественную войны, в 1921 – 1939 годах она делилась демаркационной линией на две части, причем западная часть Минской и Опшмянская возвышенности находились в Польше. Однако в тот период были высказаны предположения, имевшие большое значение в выяснении строения и возраста возвышенностей. В 30-х годах польские геологи М.Лимановский и Б.Рыдзевский, изучавшие геоморфологию и геологическое строение окрестностей Вильно и соседних районов Опшмянской возвышенности, выделили четыре ледниковых эпохи, при этом предпоследний ледник, по их мнению, оставил краевые образования Опшмянской возвышенности, а последний – область Поозерья. Это заключение убедительно подтвердил Б.Галицкий (Halicki, 1934), впервые показавший границу последнего оледенения в пограничной зоне различных по возрасту и происхождению Опшмянской возвышенности и Балтийской гряды.

Накануне 40-х годов достоверно было установлено развитие трех самостоятельных комплексов моренных суглинков и предледниковых слоев в антропогеновой толще (Halicki, 1938; Родионов, 1939), отмечено широкое распространение гляциодислокаций с отторженцами юрских глин в обрывах долины Вильня и другие черты ледниковых образований в г.Вильнюс и его окрестностях (Rydzewski, 1929; Wollosowicz, 1923, 1924, 1926).

Сходные по слагающим отложениям основные ледниковые горизонты антропогеновой толщи, отражающие различные этапы ледниковой аккумуляции, описали на Минской возвышенности П.А.Тутковский (1915, 1916), Н.Ф.Блиодохо (1952), Г.Ф.Мирчинк (1928), Б.К.Терлецкий (1928), А.М.Жирмунский (1929) и М.М.Цапенко (1947). Однако эти геологи главную роль в формировании ледникового рельефа отводили краевым образованиям последнего вюрмского ледника. Д.Н.Соболевым (1930, 1940) Минская возвышенность объединялась с Опшмянской в пояс маргинально-ледниковых накопленных белорусской (постмаксимальной) стадии вюрмского оледенения. Одно время Д.Н.Соболев Опшмянскую гряду считал конечной мореней заключительной литовской стадии.

По данным геологосъемочных работ Г.Ф.Мирчинком, Т.М.Микулиной (1929), И.И.Родионовым, В.Н.Саксом (1933), Д.Н.Соболевым (1940) было установлено неоднородное строение рельефа в пределах Минской возвышенности, по морфологии и слагающим отложениям выявлены его основные типы, которые свидетельствуют о различных процессах краевой аккумуляции и оседания образования макроформы. Ими было обращено внимание на распространение в пределах Центральноберезинской и Столбцовской равнин гирлянд краевых образований в форме гряд-валов, связывающих южную часть Минской возвышенности с Лукомльской и Новогрудской возвышенностями.

Большое значение в выяснении структуры возвышенностей имели геоморфологические исследования В.А.Дементьева (1947) и О.Ф.Якушко (1949). Они обнаружили несовпадение ориентировки конечных морен в пределах южной и северной частей Минской возвышенности и связали этот факт с крупными стадиями в формировании ее рельефа. Возвышенность южной части, по их представлениям, возникла в копыльскую (минскую) стадию (осцилляцию) на стыке двух соседних ледниковых лопастей, а гряды северной части Минской и Опшмянской возвышенностей создавались на краю ледника в опшмянскую стадию. Ядрами аккумуляции служили выступы более древних краевых морен и коренных пород.

В конце 40-х годов в результате обнаружения рисс-вюрмских межледниковых образований в пределах западных краевых образований было под-

тверждено мнение польских исследователей о формировании возвышенностей предпоследним ледником. Конечные морены, отмечающие предельное распространение последнего ледника, проходят у проксимальных подножий возвышенностей через Вильнюс, Свентяны, Докшицы (Цапенко, 1947).

Начиная с 50-х годов материалы по возвышенностям собирали и анализировали М.М.Цапенко и Н.А.Махнач. Ими были изучены стратиграфия и строение антропогенных отложений возвышенностей, реконструирована динамика их формирования (Цапенко, Махнач, 1959, 1966; Махнач, Цапенко, 1966). Под влиянием, видимо, известных стратиграфических концепций А.И.Москвитина (1946, 1950, 1952), М.М.Цапенко и Н.А.Махнач верхний ледниковый горизонт расчленили отложениями межледниковья второй половины средней эпохи (одинцовского), принимая рельеф возвышенностей за образования оледенения второй половины той же эпохи (московского).

Расширению знаний о геологическом строении и рельефе возвышенностей способствовали проведенные среднемасштабная геологическая, гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемки (50-70-е годы), а также крупномасштабная геолого-гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемки верховьев водосборов р.Птичь (60-е годы), Березина, Илья, Гайна, Вилья (70-е годы) и геологическая съемка в районе Минска (80-е годы). Особенностью этих съемок различных партий Производственного объединения "Белорусгеология", сопровождавшихся глубоким бурением, геофизическими, геоморфологическими и другими работами, была комплексность исследований.

В ходе съемок полевые материалы по отдельным участкам возвышенностей были собраны и проанализированы М.М.Цапенко, А.Н.Бессоновым, В.В.Чеховичем, Е.П.Мандер, Г.Г.Маляром, Л.Т.Пузановым, Р.И.Левидкой, А.И.Стасевичем, Г.И.Илькевичем, Л.А.Польво, В.В.Левичем, В.П.Сергеевичем, Ю.В.Сапегой, Т.А.Михалевой, А.Радзевичусом, И.А.Коротенко и другими учеными и геологами практиками. Новый фактический материал позволил выявить некоторые особенности рельефа ложа антропогенных отложений (Вайтекунас, 1959; Горецкий, 1973; Мандер, 1978; Цапенко, 1960; Цапенко, Мандер, 1972), рассмотреть отдельные вопросы стратиграфии, геологического строения антропогенного покрова и геоморфологии возвышенностей (Вайтекунас, 1977; Вознячук, 1959; Вознячук и др., 1968; Вознячук, Зубович, 1968; Вознячук и др., 1971; Гурский, 1974; Гурский, Левидкая, 1968, 1971; Гурский, Левков, 1977; Зубович, 1968, 1969, 1971; Ильин, Мандер, 1972; Климашаускас, 1970, 1971; Кондратене, 1965; Левидкая, 1972; Мандер, 1973; Пасюкевич и др., 1966; Чепулите, 1970, 1978), отметить своеобразие условий и характера ледниковой аккумуляции при образовании этих макроформ (Вознячук, 1970, 1973, 1975; Левидкая, 1969; Пузанов, Вознячук, 1967; Цапенко, 1961; Цапенко, Мандер, 1973; Цапенко и др., 1961).

По данным средне- и крупномасштабных геологосъемочных работ многие геологи связывали верхи и часто большую часть антропогенной толщи с московским формообразующим комплексом. В подтверждение приводилось описание отложений одинцовского (шкловского) межледниковья в средней и даже нижней частях толщи у д.Голоцк, Хотляны, Березино, Солоное, датирующих днепровский возраст нижележащих ледниковых образований. На основе фактического материала съемки появились две основные концепции, под влиянием которых развивались взгляды на развитие краевых образований. Первая предполагала, что конечные морены формировались над выступами коренных пород во время всех крупных оледенений в антропогене и рельеф был сформирован рисским (днепровским) ледником. Такие взгляды с самого начала высказывались Л.Н.Вознячуком, Н.М.Грипинским, Л.Т.Пузановым (1971) и другими. Вторая концепция связывала образование возвышенностей с деятельностью среднеантропогенных ледников, особенно мо-

сковского (сожского). Исходя из этой концепции, значительная (иногда большая) верхняя часть антропогеновой толщи и рельеф возвышенностей изображаются как сожские.

Концепция образования возвышенностей среднеантропогеновыми ледниками отстаивалась в работах Е.П.Мандер (1973), Б.Н.Гурского (1971, 1974), Г.И.Горещкого (1980). А.В.Матвеевым (1985) также были выдвинуты представления об унаследованном формировании возвышенностей. Им показано, что возвышенности окончательно оформились во время сожского оледенения.

В дальнейшем в связи с проведением Институтом геохимии и геофизики АН Беларуси исследований по Международной программе геологических корреляций (70–80-е годы) и дискуссий о строении и развитии краевых образований центральной и западной Беларуси впервые начало осуществляться целенаправленное и систематическое изучение возвышенностей (Четвертичные оледенения северного полушария, 1987). Результатом этих тематических исследований, проведенных З.А.Гореликом (1965 а), Е.П.Рунцом (1978 а), М.А.Вальчиком (1981, 1983, 1989), С.Д.Астаповой (1974, 1987), М.Е.Комаровским (1988, 1990) и другими научными сотрудниками на территории Минской и Гродненской областей республики, Ч.П.Кудабой (1983) в Литве, явилось: выделение в структуре Минской возвышенности разновозрастных макроформ (Ивенешко-Минского моренного массива и Воложинско-Докишницких гряд), свидетельствующих о двух стадияльных подвижках края последнего среднеледникового оледенения; выявление общих свойств рельефа и геологического строения Логойской и Ошмянской возвышенностей; обнаружение связи макроформ с некоторыми особенностями геологического строения ледникового ложа; определение трех-четырёх горизонтов морен повышенной мощности разных оледенений и установление принадлежности формирующих горизонтов морен днепровскому оледенению; описание общих черт рельефа макроформ Минской и Ошмянской возвышенностей; анализ палеогеографических условий формирования краевых ледниковых образований.

В 80-е годы появились коллективные монографии (Московский ледниковый покров, 1982; Палеогеография Европы..., 1982), в которых обосновывается возраст, гляциоморфологическое строение и палеогеография не только Минской и Ошмянской возвышенностей, но и других возвышенностей основной среднеледниковой краевой зоны Восточно-Европейской равнины.

Большое значение в выяснении условий образования Минской и Ошмянской возвышенностей имеют исследования Ю.А.Лаврушина (1969, 1976, 1978) по разработке моренного седиментогенеза, а также работы О.П.Аболтиньша (1988, 1989), А.А.Асеева (1967, 1974), А.Б.Басаликаса (1969), С.А.Евтеева (1964), Ч.П.Кудабы (1969, 1972, 1983, 1986), Э.А.Левкова (1980, 1983) и А.В.Матвеева (1975, 1976) по выявлению механизма формирования островных возвышенностей и маргинальных ледниково-аккумулятивных образований.

Важным этапом в исследовании возвышенностей явился выход обобщающей работы "Краевые образования Белорусской гряды" (1990). Среди разделов этой книги глава о центральной зоне Белорусской гряды написана М.А.Вальчиком. Для Минской возвышенности им проанализированы геологическое строение коренного основания с учетом тектоники, субантропогеновый рельеф, мощность и стратиграфия антропогеновых отложений. Рассмотрены гляциоморфологические особенности рельефа возвышенностей.

Таким образом, в центральной и западной частях Беларуси с середины прошлого столетия и до наших дней были проведены разносторонние работы по изучению Минской и Ошмянской возвышенностей. Несмотря на более чем столетнюю историю исследований, все же ряд вопросов строения и формиро-

вания краевых образований и форм рельефа возвышенностей до сих пор остается спорным. Во многом такое положение объясняется далеко не полным знанием характера литоморфогенетической ледниковой деятельности, приводящей к появлению гляциогенных горизонтов определенного геологического строения, и слабой изученностью причин, этому благоприятствующих. Назрела необходимость в создании работы, которая не только обобщила бы достижения предшествующих исследований, но и была бы направлена на разрешение многих спорных вопросов.

Методика исследований

Выяснение геологического строения, рельефа и природы краевых ледниковых образований Минской и Ошмянской возвышенностей потребовало применения целого ряда различных методов. В процессе работы их использование позволило комплексно охарактеризовать геологические объекты. Методика комплексного анализа антропогенного покрова и рельефа возвышенностей сочетала общие (геологический, фациально-генетический) и частные методы (биостратиграфические, литологические, литолого-стратиграфической корреляции отложений, геоморфологические с привлечением дистанционных).

На территории возвышенностей изучено свыше 1400 разрезов антропогенных отложений. Из 120 отобраны пробы этих образований на различные анализы (пальнологический, палеокарпологический, палеознтомологический, палеотериологический, литологические определения).

Большое значение уделялось познанию морфологии возвышенностей. В пределах их проводилось определение, описание краевых комплексов в последовательности от дистального к проксимальному и корреляция гомогенных форм. В рельефе Ивенецкой, Логойской и Ошмянской макроформ выделялись основные угловые и фронтальные гряды, всхолмления и межгрядовые гляцио-депрессии. При изучении строения краевых образований выявлялись такие основные генетические подразделения, как фашии краевой, абляционной и основной морен, фашии озовых, камовых, зандровых, ленточных отложений и другие. Кроме того, производилось выделение гляциодислокаций активного и мертвого льда, определение простираения и наклонов плоскостей залегания слоев, осевых плоскостей складок и замеры ориентировки валунов и галек. Пространственное положение и строение гляциодислокаций, гляциоструктур и фашии зандровых, озовых, камовых отложений сопоставлялось с морфологией форм рельефа. Эти работы позволили выявить характер строения ледниковых отложений и форм возвышенностей.

С целью установления ранга ледниковых комплексов и их возраста применялся целый ряд методов. Помимо данных исследований геологического строения и гляциоморфологического анализа краевых образований возвышенностей в работе приведены результаты учета угловых несогласий в плановом расположении ледниковых комплексов, оценки степени развития предфронтальных отложений, минералогического и петрографического анализов морен, материалы спорово-пыльцевых, палеокарпологических, палеознтомологических исследований и радиоуглеродного датирования озерных отложений, а также палеотериологических изысканий аллювиальных образований.

Минералого-петрографические анализы краевой морены выполнялись в Институте геохимии и геофизики АН Беларуси, ПО "Белорусгеология", ЛитНИГРИ сотрудниками С.Д.Астаповой, И.Л.Гуминским, Р.В.Шемпель, А.И.Гайгаласом, В.А.Балтрунасом, А.Ю.Климашаускасом и другими. В лабораториях этих же учреждений сделаны и спорово-пыльцевые, палеокарпологические и палеознтомологические определения проб озерно-болотных от-

ложений. Пальнологические анализы осуществлены Н.А.Махнач, Я.К.Еловичевой, О.П.Кондратене. Палеокарпологическое изучение образцов проводилось Т.В.Якубовской, Ф.Ю.Величквичем и Г.И.Литвиноком. Ископаемые остатки жуков исследованы В.И.Назаровым. Определения костных остатков животных произведены П.Ф.Калиновским. Радиоуглеродное датирование образцов из озерных котловин и речных долин территории возвышенностей выполнены в лабораториях абсолютной геохронологии Санкт-Петербурга, Киева и Минска.

Комплексная характеристика отложений и морфологии в пределах возвышенностей позволила обосновать неодинаковый возраст их разных участков, стадийный ранг, определить ледниковые комплексы меньшего масштаба, т.е. комплексы фазиальных и осцилляторных подвижек и остановок последнего среднелейстоценового ледникового покрова.

Необходимым условием геологических исследований является познание особенностей строения коренного субстрата и погребенных нижнеантропогенных ледниковых горизонтов, а также выяснение их роли в формировании возвышенностей. При характеристике коренного цоколя возвышенностей значительное место было отведено структуре региона: положению основных современных структур Белорусской антеклизы, выделению участков неглубокого залегания жесткого основания с податливыми породами в кровле и Ошмянской разломной зоны, их распределению по площадям и выражению в рельефе в поверхности коренного субстрата.

Подробно изучался и рельеф ложа плейстоценовых образований. В пределах присводового участка Белорусской антеклизы и Ошмянской разломной зоны устанавливались основные неровности поверхности коренных отложений: выступы в виде останцов, не затронутых ледниковой экзарацией пород; ложбины и котловины выпахивания. В обеих зонах учитывались расположение останцовых и экзарационных форм, их соотношение, ориентировка и характер. Упомянутые неровности поверхности разных зон сопоставлялись со структурой ледниковых комплексов плейстоценовых оледенений. Все это позволило оценить значение в морфогенезе строения ледникового субстрата, роль его для заложения межлопастных зон и массивов на присводовом участке Белорусской антеклизы и влияние блоковых подвижек основания на формирование фронтальной системы возвышенностей вдоль Ошмянской разломной зоны.

С целью установления погребенных ниже-, среднелейстоценовых горизонтов морен и выяснения их роли в создании возвышенностей проведено стратиграфическое расчленение плейстоценового покрова. При этом приходилось опираться на работы многих исследователей разных специальностей и материалы собственных изысканий. Определение приуроченности отложений с находками растительных остатков к тому или иному межледниковью базировалось на работах Н.А.Махнач (1971, 1977 и др.), О.П.Кондратене (1965, 1971), Т.В.Якубовской (1978, 1980), Я.К.Еловичевой (1979). По сборам проб озерно-болотных отложений Т.В.Якубовской и автора более определенно установлен возраст древнейших на территории возвышенностей межледниковых слоев (Комаровский, 1988; Комаровский, Якубовская, 1988). Для выяснения своеобразия вещественного состава морен плейстоценовой толщи возвышенностей приходилось опираться на работы С.Д.Астаповой (1974), А.И.Гайгаласа (1965, 1989) и А.Ю.Климашаускаса (1965). Возраст и положение ледниковых горизонтов устанавливались в местах нахождения на их поверхности межледниковых слоев. В случаях отсутствия межледниковых пород приходилось учитывать своеобразие геологических событий и представляющих их слоев отложений, которые хорошо выявляются по опорным разрезам в разных частях возвышенностей. В частности, замечено, что образования

древнего беловежского межледникового перекрыты мощным плащом более молодых лимногляциальных алеврито-глинистых пород практически на всей территории макроформ.

По подошве покрова этих отложений устанавливались положение и рельеф кровли наревских ледниковых отложений. Образования березинского (окского) горизонта и его поверхность хорошо маркировались слоями самих александрийских (лихвинских) и перигляциальных аккумуляций.

На затопляемых приледниковыми водоемами участках принималось во внимание также маркирующее значение слоев ленточных глин и тонкопереслаивающихся алеврито-мелкопесчаных аккумуляций времени наступания днепровского ледника, а на возвышенностях – гляциодислокаций с участием этих лимногляциальных образований. Кровля комплекса отложений максимальной стадии днепровского оледенения, исходя из существующих стратиграфических предположений о наличии вышележащих рельефообразующих морен сожского ледника (Левков и др., 1973; Гурский, 1974; Гурский, Левков, 1988), устанавливалась в основном по абсолютным отметкам поверхности почти монолитного и повсеместно развитого пласта основной морены. Местами в центральных частях возвышенностей и на периферии она определялась по верхнему уровню лимно- и флювиогляциальных отложений регрессивной серии этого комплекса. С выявлением разновозрастных ледниковых горизонтов можно было установить, какой из них наиболее мощный и играет значительную роль в создании возвышенностей.

Результаты изучения ледниковых горизонтов позволили подойти к выделению стадияльных и фазальных толщ и характеристике их геологического строения и погребенного рельефа. В каждом ледниковом горизонте определялись основная морена внизу и мощные конечноморенные аккумуляции вверху. Подробно изучались краевые ледниковые образования. При этом значительное место было отведено познанию внутреннего строения погребенных краевых комплексов, установлению роли напорных и недеформированных образований в возникновении соответствующей палеомакроформы краевой зоны оледенения, палеогеоморфологическому положению и коореляции ископаемых конечных морен. На основании выявленных особенностей геологического строения и палеорельефа в пределах краевой зоны нижнеантропогенных оледенений выделялись межлопастной массив и надграивающая его к северу маргинальная система конечных морен. В их локализации обнаружилось закономерное соотношение со структурами нижележащего коренного субстрата.

Определение приуроченности ледниковых толщ древних горизонтов, их основной и конечной морены к той или иной стадиям (фазам) оледенений производилось не только на основе описания геологического строения и палеогеоморфологического анализа тел, но и путем оценки несогласий, индивидуальных особенностей краевых комплексов, степени развития приледниковых образований, минералогических, петрографических различий и других. Все это позволило установить условия формирования ледниковых толщ и выяснить, относятся ли моренные аккумуляции к этапу максимального развития ледникового покрова или ко времени деградации к стадиям и фазам повторного наступания.

При определении современных и древних краевых комплексов, а также структуры коренного субстрата было составлено более 30 геологических профилей и блок-диаграмма, в которых отражены строение антропогенных горизонтов и доантропогенного цоколя возвышенностей. Направления профилей и разрезов блок-диаграммы выбирались с расчетом охарактеризовать все выделенные макроформы, особенности геологического строения и рельефа погребенных комплексов и нижележащего коренного основания.

В связи с выявленной зависимостью строения возвышенностей от структуры коренного основания и рассмотрением возвышенностей как краевых комплексов возникла необходимость в составлении серии карт, показывающих геологическое строение и рельеф поверхности коренного субстрата, предледникового (брестского горизонта) и всех ледниковых горизонтов плейстоцена. Кроме того, были составлены карты мощностей указанных ледниковых толщ.

Все это позволило уточнить существующую геологическую карту доантропогенных отложений и впервые построить карты поверхности краевых образований всех оледенений. На итоговой карто-схеме комплексов Минской и Ошмянской возвышенностей, помимо контуров основных (стадиальных) конечных морен, были показаны границы распространения разных фазиальных и осцилляторных систем и составляющих компонентов, ориентировки форм, простирание и наклон элементов формообразующих толщ и т.д.

Интерпретация геологических, стратиграфических и морфологических данных позволила восстановить условия и основные этапы образования Минской и Ошмянской возвышенностей. Для каждого из этапов составлены схемы развития краевых комплексов. На них обозначено распространение льдов в ту или иную стадию (фазу) оледенения и палеокомплексов возвышенностей. В области развития оледенения отражены направления движения потоков льда, положение ледоразделов, лопастей и межлопастных участков, их краевых зон. Во внеледниковой области реконструировались разные по генезису типы отложений, дуги и угловые массивы краевых образований, приледниковые водоемы и другие.

ВЫВОДЫ

Изучение истории развития представлений и современного состояния вопросов строения и происхождения возвышенностей показывает, что сейчас дальнейшей разработки требуют следующие вопросы. К числу таких проблем прежде всего должно быть отнесено выяснение характера коренного цоколя и его роли в гляциоморфогенезе, определение условий залегания и соотношения ледниковых и межледниковых горизонтов в антропогенной толще, установление геологического строения и морфологии погребенных и современных краевых комплексов, а также выявление механизма формирования возвышенностей в антропогене.

Возникла необходимость в установлении закономерностей распределения полезных ископаемых в пределах возвышенностей и в оценке перспективности региона на строительные материалы. Эффективному и комплексному решению этих задач способствует применение общих и частных методов.

Использование общих методов позволило выявить разнообразие и определенное строение горизонтов, фазиальную неоднородность краевых аккумуляций, их закономерное размещение. Комплекс специальных (палеонтологических, литологических, геологических, геоморфологических и др.) методов помог установить принадлежность горизонтов ледниковых отложений разным оледенениям и стадиям оледенений, выявить границы распространения разновозрастных стадиальных и фазиальных образований, определить роль гляциоструктур в возникновении форм рельефа и т.д.

Исходя из полученных результатов геолого-геоморфологических исследований территории возвышенностей, восстанавливаются условия, этапы формирования конечно-моренных аккумуляций и даются рекомендации по использованию полученных результатов в практике геолого-поисковых работ на строительные материалы.

ХАРАКТЕР КОРЕННОГО СУБСТРАТА

В распределении мощностей и строении плейстоценовых отложений возвышенностей в значительной степени проявляется связь со структурой и рельефом коренного субстрата. Связь распределения мощностей и строения антропогенного покрова с доантропогенным цоколем может рассматриваться как одно из оснований для утверждения о большом влиянии подплейстоценовой поверхности на процессы морфогенеза. Коренной субстрат прямо взаимодействовал только с раннеплейстоценовыми ледниками. По отношению к последующим он уже был преобразован и покрыт покровом более древних пород. Все же важнейшие особенности строения и рельефа платформенного чехла влияли на морфогенетическую деятельность ледников всех оледенений. Несомненное значение при этом имели характер геологического строения коренного цоколя и тектонические перемещения по Ошмянской разломной зоне.

Особенности залегания антропогенных образований Минской и Ошмянской возвышенностей прежде всего определяются их расположением в пределах запада Восточно-Европейской платформы, на участке с выравненным ложем, получившим название Центрально-Белорусской погребенной равнины (Матвеев, 1982). Территория ее относится к зоне Белорусско-Прибалтийской высотной ступени (Исаченков, 1975): поверхность постепенно понижается с востока с отметок 80–90 м к западу-северо-западу в сторону нижней Балтийской ступени до 70–50 м. Внутренний склон Белорусско-Прибалтийской ступени на высотах 50–0 м (юго-восточная Литва) резко опускается в виде ската к Балтийской ступени.

Рельеф погребенной Центрально-Белорусской равнины на рассматриваемой территории не является полностью монотонным и уплощенным. Здесь на ее поверхности выделяются два повышенных участка – Столбцовский с высотами 65–118 м и Мядиницко-Кревско-Заславский – 72–131 м, между которыми субширотно прослеживается довольно широкое и уплощенное Воложинское понижение, имеющее отметки поверхности 37–65 м и выход к западу и юго-востоку (Рис. 3). Эти крупные участки Центрально-Белорусской погребенной равнины соответствуют различным по типу, строению и возрасту тектоническим структурам: Столбцовское повышение – Центрально-Белорусскому массиву или наиболее приподнятой части Белорусской антеклизы, Воложинское понижение и Мядиницко-Кревско-Заславский участок – Воложинскому грабену с Ошмянской разломной зоной на северной прибортовой части грабена.

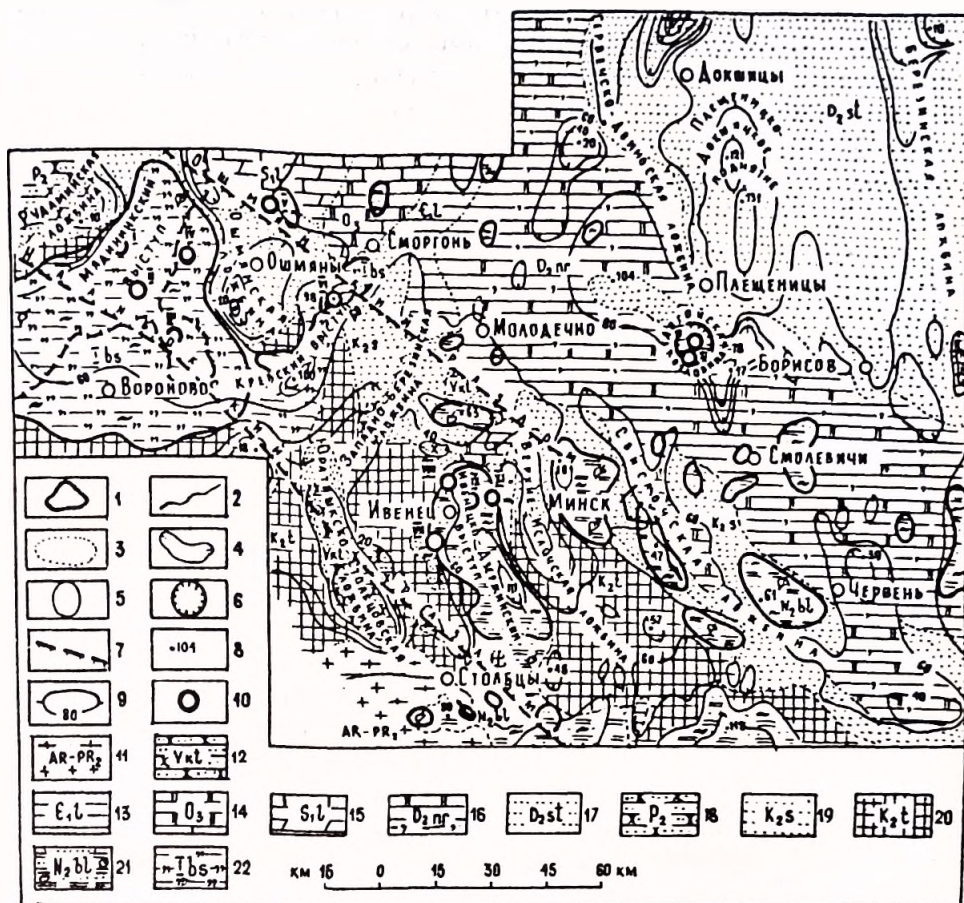


Рис. 3. Карта поверхности коренных (доантропогенных) и брестских пород Минской и Ошмянской возвышенностей. Условные обозначения: 1 - останцовый рельеф; 2 - фрагменты доледниковой речной сети; 3 - границы литологически различных отложений; 4 - ледниковые ложбины и котловины; 5 - тектонические поднятия; 6 - астроблема; 7 - субрегиональные разломы; 8 - абсолютные отметки; 9 - изогипсы рельефа; 10 - скважины с изученными брестскими отложениями; 11 - Вилькишес, II - Акмяніне, III - Пошкос, IV - Рудишки, V - Дегенево, VI - Крево, VII - Тесно-вая, VIII - Боровиқовщина, IX - Хомічы, X - Бобровнічы, XI - Логоза; 12 - отложения арха и протерозоя; 13 - вендские отложения; 14 - образования нижнего кембрия; 15 - верхнего ордовика; 16 - нижнего силура; 17 - среднего девона; 18 - верхнепермские; 19 - сеноманского яруса верхнего мела; 20 - туронского яруса верхнего мела; 21 - неогеновые отложения; 22 - брестские

Участок Центрально-Белорусского массива

Характерной особенностью этого участка является неглубокое (59-70 м над уровнем моря) залегание фундамента. Поверхность его, сложенная преимущественно архейскими гнейсами, имеет локальные блоковые выступы, опускания и пологий наклон в северном направлении. На присводовом участке северного склона Центрально-Белорусского массива кристаллическое основание перекрыто песчаниками венда и сравнительно маломощным чехлом верхнемеловых мергельно-меловых, палеогеновых и неогеновых отложений.

Кровля меловых и палеоген-неогеновых пород северного склона Центрально-Белорусского массива выделяется сильной изрезанностью, широким развитием гляциогенных переуглублений (ложбин) и возвышающихся над ними выступов - останцов (выставей по Г.И.Горещкому), слабо затронутых ледниковой экзарацией отложений. Экзарационное происхождение таких

форм доказывалось рядом исследователей (Горецкий, 1967, 1975, 1980; Вальчик, 1983; Комаровский, 1988). Крупные останцовые участки и ледниковые ложбины в поверхности меловых и палеоген-неогеновых аккумуляций образуют четко выраженную субмеридиональную систему. В ней выделяются Ивенецко-Дзержинский орографический выступ высотой 60–111 м и ограничивающие его субмеридиональные Юратинско-Столбцовская (18–40 м) и Верхне-Ислочская (18–60 м) ложбины. По ходу движения ледниковых лопастей ложбины “взбираются” на массив и выклиниваются (см. рис. 3). Плановое расположение форм ледниковой экзарации, их очертание и структура свидетельствуют о заложении Ивенецко-Дзержинского выступа в зоне ледораздела древнейшего ледника или между его лопастями, которые залегали в прилегающих ложбинах и активно переуглубляли ложе. К Ивенецко-Дзержинскому останцовому выступу приурочен и межлопастной массив, выраженный в современной поверхности.

Зона Воложинского погребенного грабена

Фундамент в пределах Воложинского понижения и Мядининско-Кревско-Заславского участка поднятий залегает заметно глубже, чем на Столбцовском повышении. В этом месте кристаллическое основание опущено ниже – 190–255 м и образует Воложинский грабен, который отделен разломными зонами (Ошмянской с северо-востока и Налибокской с юго-запада) от смежных, относительно приподнятых участков и в виде впадины, осложненной сводовыми поднятиями. Грабен имеет длину около 170 км, ширину 40–50 км и тянется в субширотном направлении по Вилейскому погребенному выступу – северной периклинальной части Белорусской антеклизы (Горелик, 1983 а, б).

Впадину Воложинского грабена заполняют толщи верхнепротерозойских песчаников, палеозойских известняков, доломитов и глин, перекрытых слабыми по своим физико-механическим свойствам меловыми, песчаными, мергельно-меловыми и песчано-глинистыми отложениями. Поверхность этих пород также очень неровная, с многочисленными ложбинами и котловинами выпаивания, выступами в виде останцов и тектонических цоколей. На этой территории сосредоточены наиболее крупные и глубокие ледниковые ложбины и котловины, которые имеют вытянутую по направлению движения ледника форму в плане с абсолютными высотами днщ до – 10 м и ниже и относительной глубиной до 90 м.

Цоколи коренных пород образуют субширотную систему, состоящую из Шальчининкайского, Сморгонского, Раченятского, Заславского поднятий, разделенных ложбинами – Рудаминской, Ошмянской, Западно-Березинской и Верхне-Ислочской. Выступы подняты на абсолютные высоты 65–90 м.

Самой важной особенностью субширотной системы поднятий и ложбин является их приуроченность к тектонически нарушенной зоне северо-восточного борта Воложинского грабена. В платформенном чехле и фундаменте здесь прослеживается Ошмянская зона краевых разломов, входящая вместе с Налибокской зоной в систему нарушений Сарматско-Туранского линеймента протяжением около 4000 км (Айзберг и др., 1971; Тект. Бел., 1976; Сувейздис, 1981).

Изучавший эту территорию З.А.Горелик (1959, 1965 а, б) пришел к выводу, что вдоль разломных зон происходили активные тектонические движения, причем в позднем протерозое – раннем палеозое они привели к опусканию межразломных блоков и образованию Воложинского грабена, а начиная с палеозоя отмечались тектонические перемещения, которые вызывали то

поднятия территории, расположенной к северу от Ошмянской зоны разломов, и опускания площадей к югу от нее, то процессы шли в обратной последовательности. Свидетельствами в пользу активности разломных зон после их заложения З.А.Горелик считал амплитуды смещений (до 250 м) бортовых разломов Воложинского грабена, плановое соответствие южных границ кембрийских, ордовикских, силурийских отложений, а также северной границы верхнемеловых пород и значительный отрезок самой Ошмянской возвышенности положению и простиранию Ошмянской зоны разломов.

По данным З.А.Горелика (1965 б), вертикальные перемещения блоков фундамента вдоль разломов после образования Воложинского грабена имели малые амплитуды и приводили к слабому изгибанию пород чехла и поверхности доантропогенных образований. Такие нарушения в основном выражались в форме флексур. Об этом свидетельствуют следующие факты.

В поверхности осадочных коренных и предледниковых пород вдоль Ошмянской разломной зоны морфологически обособляются более приподнятые участки на южных (верхних) крыльях и опущенные – на северных (нижних), в смыкающих же крыльях над разломной зоной обычно прослеживаются покато наклоненные к северу склоны, а не уступы. Эти структуры имеют амплитуду до 10–28 м и локализуются вдоль разломов на протяжении десятков километров.

На приподнятых и опущенных крыльях пласты лежат не на одинаковых отметках. На смыкающих отрезках (над разломом) слои имеют небольшой наклон к северу. В таких местах почти не зарегистрировано вертикальных сбросов или взбросов.

Вдоль названной разломной зоны нет геотермических аномалий. В толще пород чехла и фундамента фиксируются низкие значения температуры, плотности теплового потока и геотермических градиентов (Жук, 1985 а, б; Цыбуля, Жук, 1985), что подтверждает в какой-то степени относительную сплошность осадочной толщи и отсутствие внутри нее сквозных разрывов.

Кроме флексур в ряде мест, приуроченных к Ошмянской разломной зоне (д.Раченята Воложинского района), отмечаются случаи смещения слоев разрывного характера. Это явление регистрируется по развитию над разломной зоной крутообразного уступа, разрыву и перемещению на разные уровни слоя верхнемелового песка, появлению в антропогенной толще над нарушением небольших линз беловежских и александрийских торфяников и нередко изменению фациального состава водно-ледниковых аккумуляций, вертикальным относительным смещениям над крыльями разлома нижнеантропогенных моренных, межморенных интервалов и межледниковых отложений относительно друг друга. Видимая величина вертикального перемещения разновозрастных горизонтов составляет около 10 м. Разрывные нарушения вдоль разлома затухают в среднеплейстоценовых моренных интервалах (рис. 4, 5).

Все сказанное позволяет заключить, что на неотектоническом этапе тектонические нарушения вдоль Ошмянской разломной зоны проявлялись в форме как флексурных изгибов, так и разрывов слоев. Во время оледенений по разломной зоне широкое развитие могли иметь небольшие перемещения, вызываемые неравномерной реакцией блоков на ледниковую нагрузку при трансгрессии и регрессии ледников. В период отступления ледниковых покровов сильнее воздымалось южное крыло разломной зоны, что способствовало возникновению пологих флексур и разрывов, морфологическому обособлению природнятых участков с дистальной стороны перегибов и уступов, имеющих наклон к северу. Слабые смещения относительно этих полос происходят и в настоящее время, на что указывают: присутствие в земной поверхности вдоль них протяженных линейaments, диагностируемых на аэрофотоснимках; повторные нивелировки и результаты анализа продольных профи-

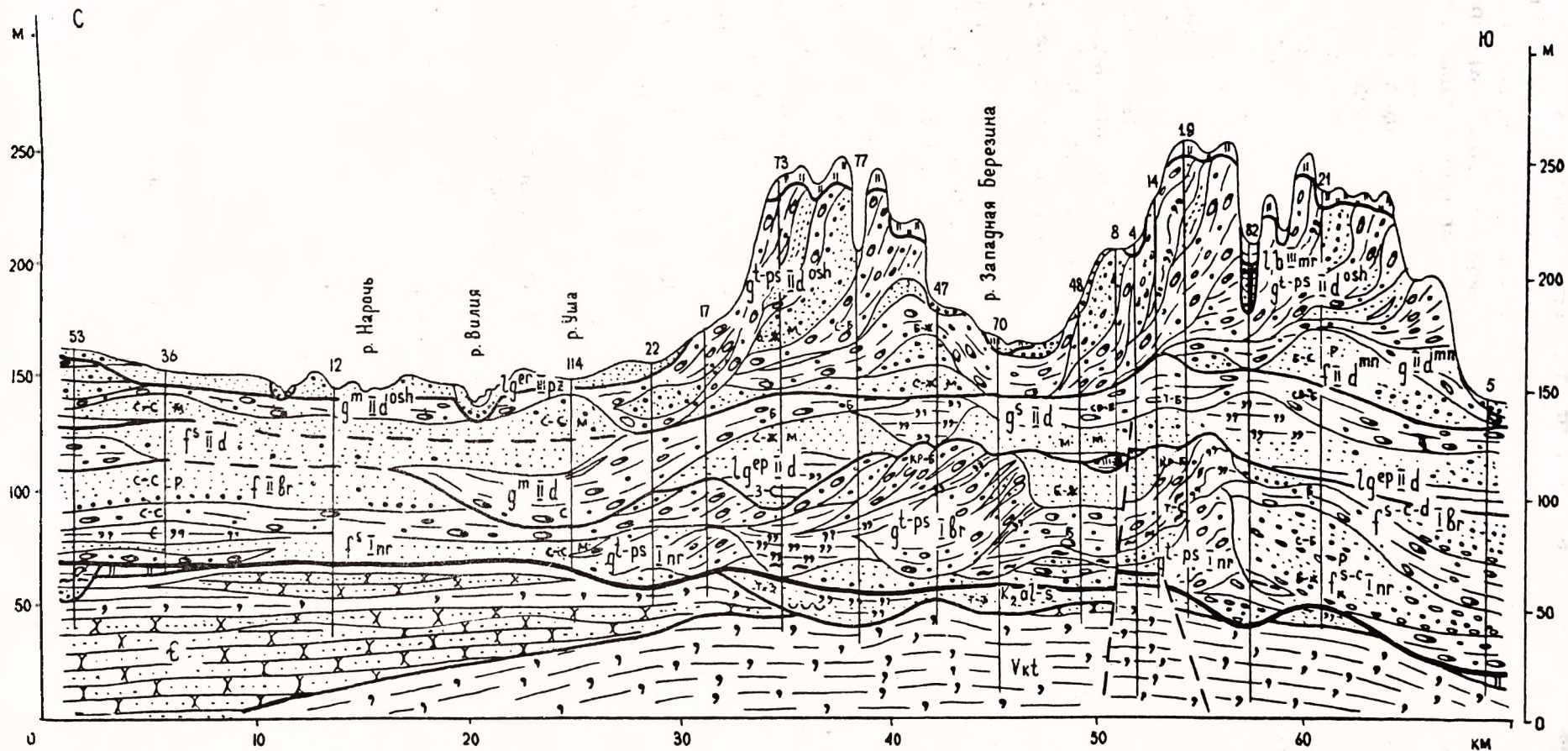


Рис. 4. Разрез антропогенных отложений Минской и Ошмянской возвышенностей по направлению с севера на юг (д.Поташи - Приборное).
Условные обозначения см. на рис. 5.

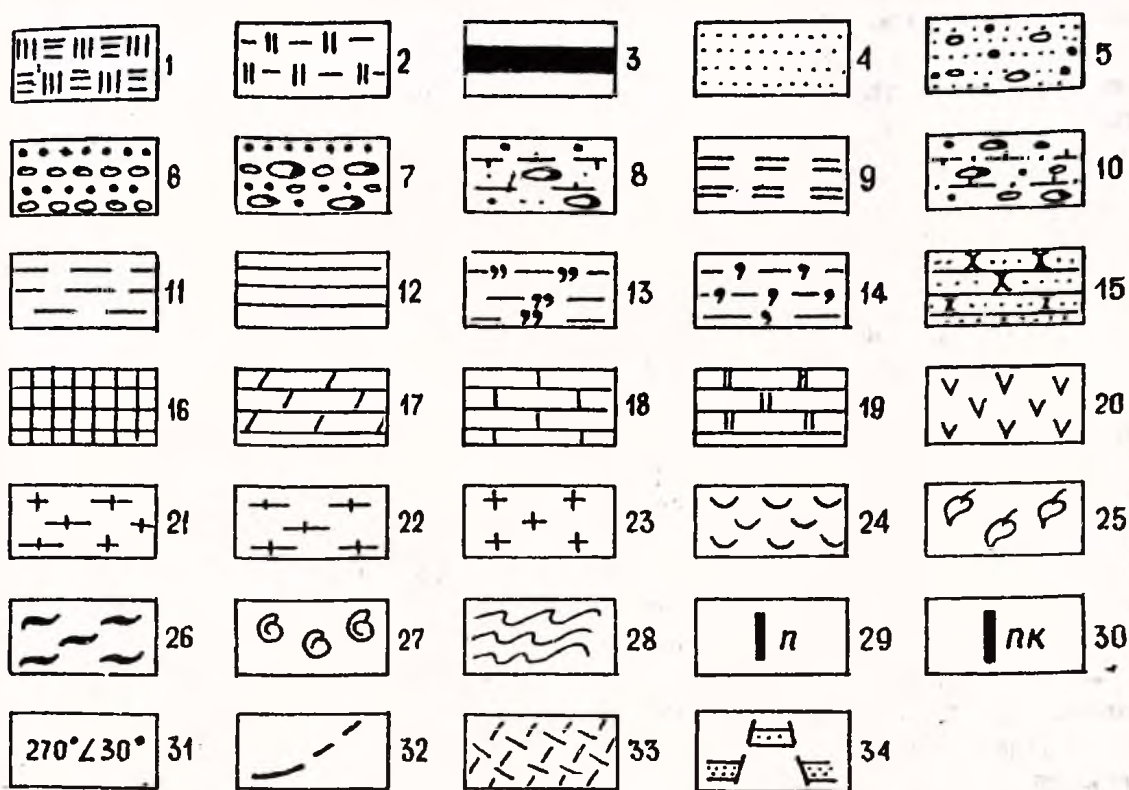


Рис. 5. Условные знаки к геологическим разрезам и блок-диаграмме.

Литологические обозначения: 1 - торф; 2 - гиттия; 3 - бурый уголь; 4 - песок (т - тонкозернистый, м - мелкозернистый, к - крупнозернистый, г - грубозернистый, р - разномзернистый); 5 - песок с гравием и галькой; 6 - гравийно-галечные отложения; 7 - гравийно-галечно-валунные отложения; 8 - супесь грубая; 9 - супесь тонкая; 10 - суглинок грубый; 11 - суглинок средний; 12 - глина; 13 - алевролит; 14 - алевролит; 15 - песчаник; 16 - мел; 17 - мергель; 18 - известняк; 19 - доломит; 20 - кора выветривания; 21 - гранито-гнейс; 22 - гнейс; 23 - гранит; 24 - слоистость отложений; 25 - растительные остатки; 26 - гумусированность; 27 - фауна; 28 - перемятость; 29 - интервал опробования на палинологический анализ; 30 - интервал опробования на палеокарпологический анализ; 31 - азимут падения и угол падения слоев; 32 - поверхности смещения; 33 - осыпь; 34 - вертикальные смещения.

Цвет пород обозначен начальными буквами с левой стороны линий скважин на профилях: с - серый; ж - желтый; б - бурый; кр - красный; з - зеленый; гол - голубой; ч - черный; пал - палевый; шок - шоколадный; св. -с - светло-серый; т.-с - темно-серый; б.-ж - буровато-желтый; з.-с - зеленовато-серый.

Генетические обозначения: g - ледниковые (моренные) отложения; f - флювиогляциальные; lg - лимногляциальные; l - озерные; b - болотные; al - аллювиальные; l-b - озерно-болотные; l-al - озерно-аллювиальные; d - делювиальные; d-sf - делювиально-солифлюкционные; rg - лессовидные; plv - пролювиальные.

Фацциальные обозначения ледниковых отложений: m - монолитные морены; ss - чешуйчатые морены; f-t - морена сплывания; t-ps - скибовые (складчато-чешуйчатые) конечные морены; t-pl - инъективные краевые морены; t-a - краевые насыпные гряды; водно-ледниковых: d - флювиогляциальные дельты; с - конусы выноса; s - зандры; г - внутриледниковые флювиогляциальные гряды-увалы, камы и озы; eg - отложения мелководных озерно-ледниковых бассейнов; ep - ленточные глины; аллювия: ze - русловая фацция; st - старицы.

Стратиграфические обозначения антропогенных отложений: IIIpz - поозерский горизонт; IIImg - муравинский; IIд₁ - подгоризонт максимальной стадии днепровского оледенения; IIд₂ - минский подгоризонт; IIз - ошмянский; IIal - александрийский горизонт; Ibr - березинский; Ibl - беловежский; Ing - наревский; Ibs - брестский; доантропогенных отложений; N₂ - везелобская и белицкая свиты плиоцена; P₂kv - киевская свига среднего палеогена (эоцена); K₂t - туронский ярус верхнего мела; K₂s - сеноманский ярус; K₁al - альбский ярус нижнего мела; D₂st - старооскольский ярус среднего девона; D₂nr - наровский ярус; S₁l - ландоверийский ярус нижнего силура; O₃ - карадокский ярус ордовика; C₁l - ленский надъярус нижнего кембрия; Vkt - венд; AR-PR₂ - архей и средний протерозой; AR - архей

лей рек, свидетельствующие о возвышении дистального (южного) крыла Ошмянской зоны и стабильном режиме или опускании проксимального (северного) крыла (Карта современных вертикальных движений, ред. Мещеряков, 1973; Павловец, 1988; Губин и др., 1988); случай местного землетрясения с магнитудой до 6 баллов у д.Гудогай над Ошмянской разломной зоной ("Наша Нива", 1909) и другие.

Необходимо подчеркнуть, что перемещение ложа вдоль разломной зоны и наклон дистальных полос навстречу леднику создавали особенно благоприятную геологическую обстановку для экзарационно-аккумулятивной деятельности материковых ледников. Поэтому поверхность коренных пород в субширотной Ошмянской разломной зоне имеет сильно эродированный рельеф с морфоструктурными выступами предледниковых и коренных образований, ледниковыми ложбинами и котловинами.

Севернее Мядининско-Кревско-Заславской системы цокольных возвышений, где развиты скальные породы (известняки, доломиты, песчаники) нижнего палеозоя и среднего девона, Центрально-Белорусская погребенная равнина уплощена и не столь значительно расчленена. На фоне сглаженного волнисто-бугристого рельефа погребенной равнины на востоке (район г.п.Плещеницы и Докшицы) возвышается до 50 м крупное изолированное Плещеницко-Докшицкое поднятие и ограничивающее его с южной стороны уникальное природное образование - Логойская астроблема (см. рис. 2). Генезис Плещеницко-Докшицкого возвышения не совсем ясен, так как не установлены соотношения между кровлей слагающих его девонских пород и структурами остальной части чехла и поверхностью фундамента. Уплющенность кровли коренных пород и выдержанная мощность тел девона в присклоновых частях равнины (восточнее поднятия), заметная выветрелость развитых здесь песчаников свидетельствуют, что заложение поднятия непосредственно не связано с экзарационной деятельностью ледниковых масс.

На Тектонической карте Белоруссии (1976) в районе возвышения участок Вилейского погребенного выступа погружается на северо-восток от -0,25 до -0,3 км. Возможно, здесь находится локальное тектоническое поднятие, не выявленное скважинами. Плещеницко-Докшицкое возвышение только предположительно можно считать морфоструктурным элементом поверхности ложа антропогенных пород.

По западному подножью Плещеницко-Докшицкого возвышения вырывается неглубокая Сервечско-Двиноская экзарационная ледниковая ложбина с пальцеобразными ответвлениями и заливами, "взбирающимися" на поднятие (см. рис. 3). Эта форма продолжает протяженную систему отрицательных форм из Рудаминской, Ошмянской и Западно-Березинской ложбин в восточном направлении. Это свидетельство экзарационной деятельности ледниковых лопастей и того, что наибольшее выплывание проявилось в их краевых частях, упиравшихся в возвышенные флексуобразные морфоструктуры Мядининско-Кревско-Заславской системы и Плещеницко-Докшицкое поднятие.

Логойская астроблема, которая располагается в 6 км северо-западнее г.Логойск, как космогенная форма поверхности доантропогенных пород выделена и охарактеризована Н.В.Веретенниковым и другими исследователями (1979). Этот погребенный метеоритный кратер имеет средний диаметр 13,5 км, глубину - 500-520 м и состоит из двух вложенных одна в другую воронок. Внешняя воронка врезана в девонские и вендские породы, внутренняя достигает кристаллического фундамента. С флангов воронка окаймляется остатками насыпного вала. Коренные породы, строящие борты и днище структуры, сильно раздроблены (до 5 км глубины) и пронизаны разрывами. Эта астроблема выполняется толщей аллогенных брекчий, зювитами с об-

ломками стекловатых плавленых и стекловатых тагамитами, которые перекрываются комплексом палеоген-неогеновых аккумуляций. В рельефе коренного цоколя астроблема обозначается овальной впадиной относительной глубиной до 181 м. По ее дну в юго-восточном направлении прослеживается ложбина, с которой связана минимальная абсолютная отметка кровли. Возникновение Логойского кратера произошло в промежутке между верхним эоценом – нижним олигоценом.

Далее к северу от разломно-флексурной зоны поверхность субстрата становится мозаичной. Заметны выступы скальных пород, неглубокие котловины с линзами неогеновых отложений и без них. Эти формы, по-видимому, являются эрозионными останцами, озерными падями доледникового времени, сильно преобразованными процессами плоскостной ледниковой эрозии.

ВЫВОДЫ

В охарактеризованной области Центрально-Белорусской погребенной равнины коренной субстрат отличается рядом особенностей. В южной ее части неглубоко располагаются кристаллические породы Белорусской антеклизы. На поверхности фундамента, имеющего выступы и наклон к северу, залегают слабые мергельно-меловые и песчано-глинистые отложения. Здесь отмечаются глубинные разломы Налибокской тектонической зоны, которая могла способствовать ослаблению прочностных свойств пород чехла.

Структурные особенности сильно меняются на центральном и северо-восточном участках погребенной равнины. На первом из них от Вильнюса до Минска прослеживается Опшмянская разломная зона, по которой, по всем признакам, в оледенения проявлялись смещения. Вдоль этой зоны отложения платформенного чехла, облекающие блоки основания, образуют флексурообразные структуры, а на отдельных участках – крутопадающие разрывные нарушения. На северо-восточном участке поднимается крупный выступ песчано-глинистых пород девона, который, вероятно, соответствует локальному Плещеницко-Докшицкому тектоническому поднятию. Во время оледенений на проксимальных склонах Опшмянской и Плещеницко-Докшицкой структур могли происходить концентрация напряжений и деструкция пород.

Все сказанное позволяет заключить, что в пределах Центрально-Белорусской погребенной равнины особенно благоприятные условия для заложения ледниковых ложбин и гляциодислокаций сложились на территории присводового участка Белорусской антеклизы, а также в зоне Опшмянского разлома и Плещеницко-Докшицкого возвышения. В присводовой зоне Белорусской антеклизы характер геологического строения коренного основания предопределял обстановку, благоприятную для заложения ледоразделов, межлопастных зон и краевых образований. На территории Опшмянской разломной зоны неотектонические движения создавали условия, способствовавшие возникновению протяженного линейного и дугообразного края ледника и пояса маргинальных возвышенностей.

Глава 3

АНТРОПОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Основные особенности строения антропогенной толщи

Минская и Опшмянская возвышенности обязаны своей морфологической выраженностью отложениям ряда крупных оледенений в антропогене. В пределах возвышенностей антропогенные (плейстоценовые) образования имеют мощность от 75 до 304 м и распределены неравномерно (рис.6). В пространственном размещении этих аккумуляций отчетливо проявилась связь с геологическим строением, рельефом поверхности коренного субстрата и неотектоническими процессами (Комаровский, 1987, 1989 б). Максимальные мощности их, превышающие 200 м, сосредоточены над присводовым участком Белорусской антеклизы и Опшмянской разломной зоной. На присводовом

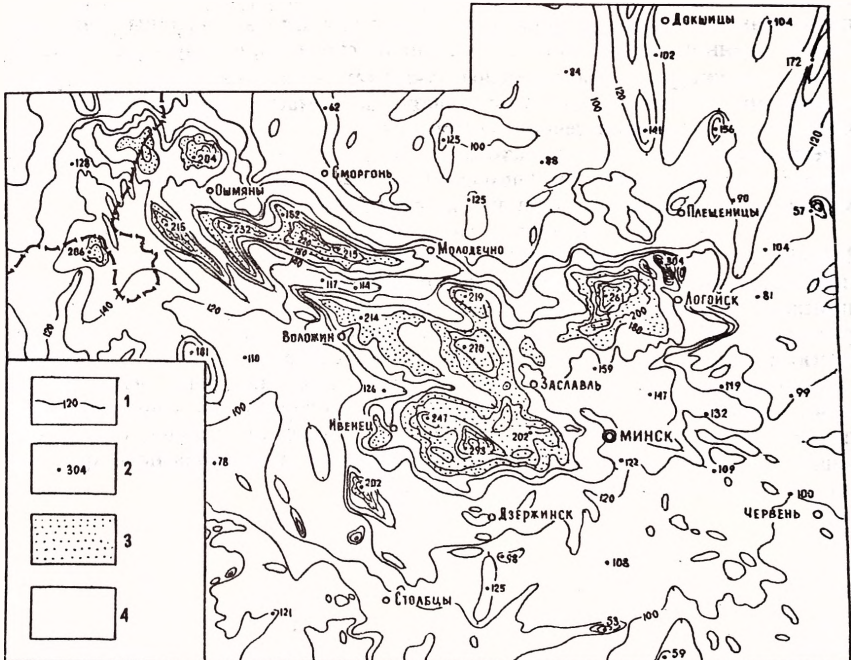


Рис.6. Мощность антропогенных отложений в пределах возвышенностей и прилегающих районов: 1 - изопахиты мощности; 2 - значения мощности; 3 - зоны с мощностью более 180 м; 4 - с мощностью менее 180 м

участке массив с большой мощностью (202–293 м) тяготеет к Ивенецко-Держинскому останцу и к дистальным окончаниям ложбин, ограничивающих выступ с боков. В пределах Ошмянской разломной зоны максимальные мощности (200–270 м) в общем совпадают с приподнятыми крыльями надразломных флексур и площадками уступов доантропогенной поверхности. Наибольшая мощность плейстоценовых отложений выявлена к северо-западу от Логойска в метсоритном кратере – до 304 м.

На соседних с северным склоном антеклизы и Ошмянской зоной участках коренного субстрата происходит уменьшение мощности антропогенных накоплений до 120 и даже 57 м.

В пределах возвышенностей антропогенная толща отличается очень сложным строением. Эту особенность геологического строения плейстоцена создают литологическая и генетическая пестрота пород, невыдержанность отдельных горизонтов по простиранию, развитие гляциодислокаций, накопление осадочной толщи в краевой зоне у структур коренного основания. Надстраивание краевых образований возвышенностей над и перед древними структурами доантропогенного цоколя, их водораздельное положение в рельефе явилось причиной ограниченного участия в строении этих макроформ озерных и озерно-болотных отложений.

Плейстоценовая толща сложена отложениями ледниковых и межледниковых горизонтов. Наиболее полно по литологическим особенностям и разнообразию фаций представлены горизонты отложений материковых оледенений. Они составляют основу и формы поверхности возвышенностей, которые построены преимущественно моренными и водно-ледниковыми накоплениями нижнего и среднего плейстоцена (рис. 7).

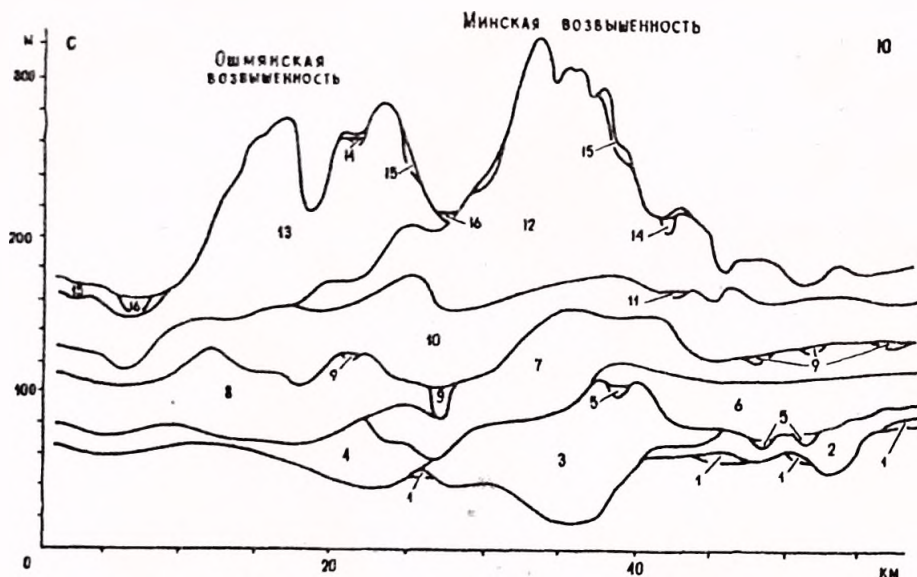


Рис. 8. Схема стратиграфического расчленения антропогенного покрова Минской и Ошмянской возвышенностей по меридиану д. Раков Воложского района. Региональные подразделения. Нижний антропоген: 1 – брестский горизонт, 2 – наревский, 3 – руденский слой конечной морены наревского горизонта, 4 – першайская краевая конечная морена наревского горизонта, 5 – бело-вежский горизонт, 6 – березинский, 7 – смиловичский слой конечной морены березинского горизонта, 8 – заславский слой конечной морены березинского горизонта. Средний антропоген: 9 – александритский горизонт, 10 – днепровский подгоризонт, 11 – днепровско-минский, 12 – минский, 13 – ошмянский. Верхний антропоген: 14 – муравинский горизонт, 15 – поозерский, 16 – голоценовый

Характеристика антропогенных отложений возвышенностей дается по разработанной коллективом белорусских геологов стратиграфической схеме (Республика межведомственного совещания..., 1983), но с изменениями в отношении количества и рапга ледниковых покровов. В частности, в среднем плейстоцене ледники оставили два отдельных ледниковых комплекса, но они являются лишь стадияльными подгоризонтами среднеледникового (днепровского) оледенения. Нижний плейстоцен характеризуется развитием березинского, наревского ледниковых горизонтов и, возможно, более древней морены (рис. 8). Все горизонты объединены в звенья: нижнее, среднее, верхнее и современное.

Комплекс образований нижнего звена

Нижнее звено антропогена включает брестский предледниковый, наревский ледниковый, беловежский межледниковый и березинский ледниковый горизонты.

Брестский предледниковый горизонт. На территории возвышенностей наиболее древние отложения, относящиеся к предледниковому, брестскому горизонту, достоверно установлены в более чем 15 скважинах на западе Иващенцкой морфоскульптуры у д.Тесная (Махнач, 1971), Боровиковщина, Огарки (Якубовская, 1980), в центральной и западной частях Опшмянской макроформы у д.Крево (Махнач, 1977; Боброва и др., 1977), Пошкос, Вилькишес, Каралина (Кондратене, 1971 а, б), а также северо-западнее Логойска (скв. 12) и других. Отложения брестского предледникового здесь представлены преимущественно озерными и озерно-аллювиальными алевритами и суглинками с характерной тонкой горизонтальной слоистостью, местами гумусированными, с остатками растительности. Они залегают небольшими фрагментами на днищах уплощенных Свислочской, Вилийской и Ислючской долин. Наиболее широко эти переходные от плиоцена к плейстоцену отложения представлены на западной окраине Воложинского понижения и в котловине северо-западнее г.Логойск, где приурочены к озеровидным расширениям и образуют значительные по площади поля (см. рис. 3). Большинство обнаруженных фрагментов этих образований тяготеет к зоне Воложинского грабена.

Брестские отложения залегают на неогеновых, в некоторых случаях на меловых и девонских породах. В разрезах предледниковые аккумуляции сравнительно постепенно вычлняются из неогеновых пород. Граница между ними устанавливается по подошве алеврито-песчаной толщи, где в отложениях впервые появляются остатки растений бореальных сообществ, меняется литологический и минералогический состав (Вайтекунас, 1977; Якубовская, 1984). Мощность брестских отложений не превышает первых десятков метров. Во многих разрезах в окрестностях д.Тесная, Боровиковщина, Огарки, Логоза, Крево, Вилькишес, Акмяние, Тургедяй, Каралина, Пошкос и других они были изучены палинологически, палеокарпологически, литологически и геологически. Литология, стратиграфия, ископаемые семенные и спорово-пыльцевые комплексы брестского горизонта детально трактуются в научных публикациях Г.И.Горещко (1977), О.П.Кондратене (1971 а, б), М.А.Ришкене (1971), Т.В.Якубовской (1980, 1984). Подробная характеристика этого горизонта в задачу работы не входит, поскольку спорадическое распространение и сравнительно небольшая мощность брестских отложений определяют малозначительную роль их в строении антропогенной толщи возвышенностей.

В настоящее время в центральной и западной частях Воложинского грабена предплейстоценовые озерные и озерно-аллювиальные отложения гипсометрически находятся выше своего первоначального залегания, на при-

поднятых крыльях флексур и разрывных структур Ошмянской разломной зоны. Это свидетельствует о плейстоценовом тектоническом поднятии и преобразовании здесь доледниковой поверхности. Выше брестских предледниковых отложений залегают покровы древних морен первых оледенений.

Наревский ледниковый горизонт. Наиболее древние ледниковые отложения, относящиеся к нижнеплейстоценовому, наревскому (донскому, дзукийскому) горизонту, широко развиты в пределах расчлененных участков субантропогенной поверхности Центрально-Белорусского повышения и Ошмянской разломной зоны. Мощность наревского горизонта обычно составляет 10-25 м, однако местами, главным образом у основных останцовых выступов и в прибрежных ложбинах, достигает 60-70 м (рис. 9).

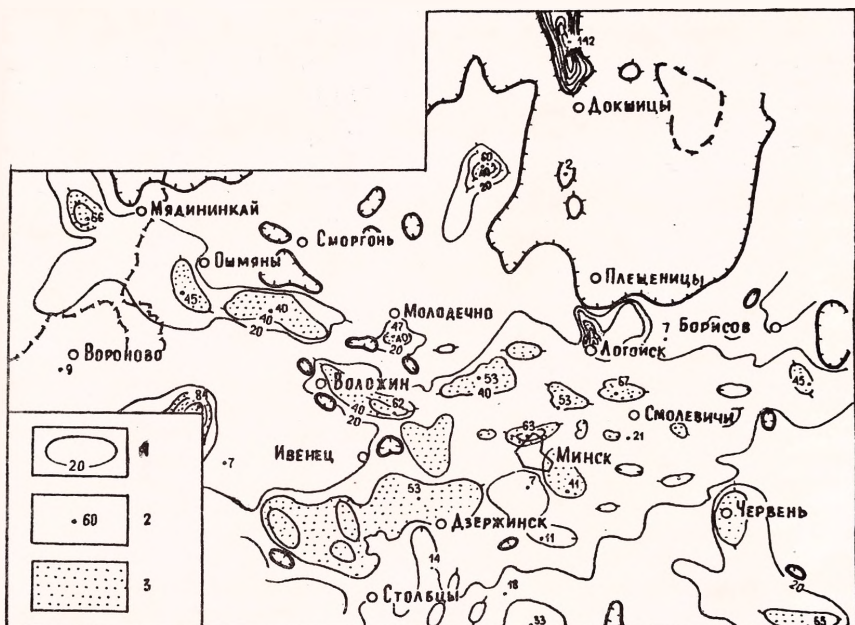


Рис. 9. Мощность наревских отложений; 1 - изопахиты; 2 - мощность; 3 - участки с мощностью наревских отложений более 40 м

В наревском горизонте выделяется несколько слоев ледниковых отложений. В основании вскрыты горизонтально-слоистые породы наревского анагляциала преимущественно из чередующихся зеленовато-серых до черного цвета песков, алевроитов и глин - перигляциальных склоновых, озерно-речных и озерно-ледниковых. Значительное распространение эти аккумуляции имеют на самых высоких участках и склонах повышений коренного рельефа и в Воложинском грабене, а также приразломных зонах, где постепенно замещают отложения брестского предледниковья и достигают 20-метровой мощности.

Основной объем толщи, слагающей древние (наревские) ядра возвышенностей, приходится на глициогенные образования, которые оказываются весьма различными по своей мощности и строению. Наиболее значительные (40-55 м) морены приурочены к Ивацко-Дзержинскому выступу меловых и неоген брестских отложений, к дистальным окончаниям прилегающих ложбин и котловин выдавливания, а также к выступам и периферии ложбин Ош-

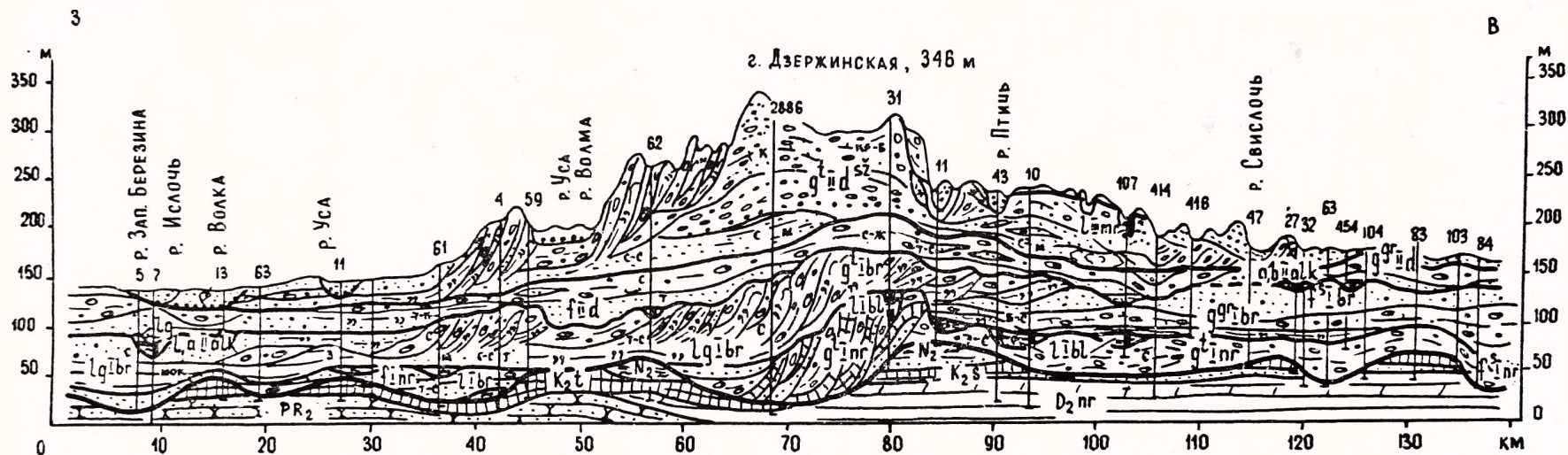


Рис. 10. Геологический разрез антропогенного покрова в южной части Минской возвышенности по линии д.Бакшты-Иваничи

мянской зоны. В строении наревских морен доминируют темно- и зеленовато-серые пачки суглинков и супесей с галькой и гравием, отторженцы коренных, брестских и наревских приледниковых образований, которые деформированы в чешуйчато-надвиговые и складчатые гляциодислокации (рис. 10).

Толщи деформированных отложений образуют две группы палеомакроформ наревского оледенения. Первая из них, накладывающаяся на Ивенецко-Дзержинский останцовый выступ, имеет вид небольшого углового массива и моренных валов, отходящих от него к юго-западу и востоку по бортам Юратишко-Столбцовой и Верхне-Ислочской ложбин выпахивания (рис. 11). Эти ложбины представляют собой понижения межлопастного ледникового комплекса. Наиболее мощный участок дислоцированных ледниковых отложений с участием отторженных коренных пород, имеющих в плане форму клинообразного массива, приурочен к направленной и суживающейся к западу части выступа. Эта зона наревских образований выступает как самое высокое (100-130 м над уровнем моря) погребенное краевое сооружение и имеет многочисленные западины на поверхности. На прилегающих к массиву соседних территориях, сложенных менее мощным слоем основной морены, развиты гляциодепрессии. К дистальному окончанию этой формы тяготеют песчано-гравийные и песчаные отложения зандрового типа. Полоса флювиогляциальных отложений отделяет межлопастные сооружения от маргинальных.

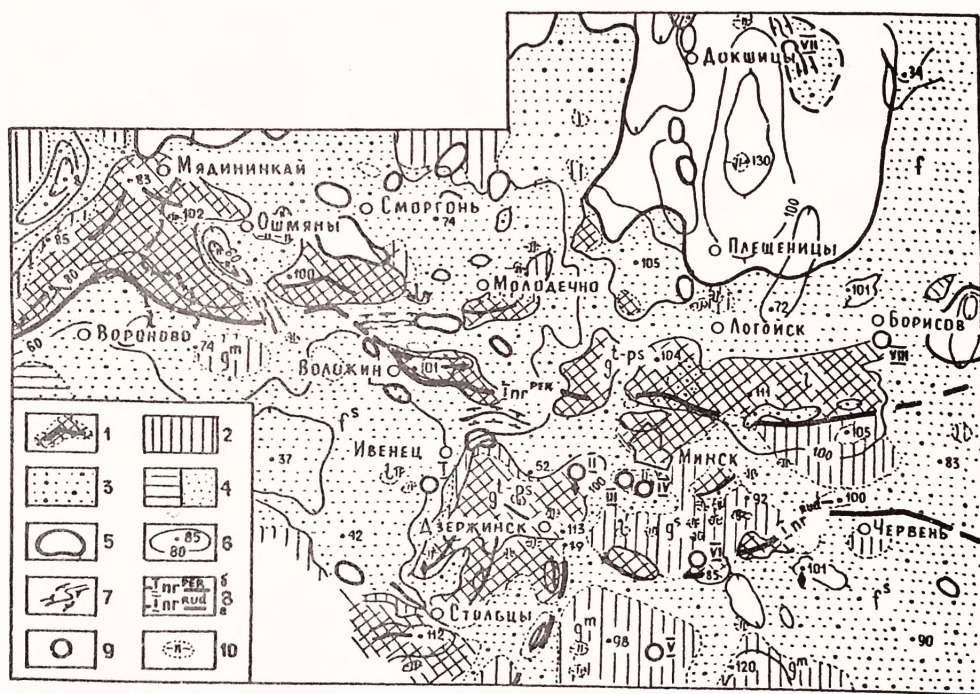


Рис. 11. Поверхность наревского горизонта: 1 - красные образования и их предполагаемое простираение; 2 - участки распространения основной морены; 3 - песчаные покровы; 4 - поверхности, сложенные лимногляциальными отложениями; 5 - выступы коренных пород; 6 - изогипсы и абсолютные отметки рельефа; 7 - фрагменты речной сети; 8 - границы фаз оледенения предположительные (а - руденской, б - першайской); 9 - скважины, вскрывшие беловежские межледниковые отложения (I - Тесновая, II - Дубенцы, III - Щемыслица, IV - Мачулищи, V - Хотляны, VI - Узляны, VII - Березино, VIII - Печи); 10 - западины и котловины с беловежскими гиттиями

Толщи дислоцированных отложений второй группы палеомакроморф наревского оледенения размещаются над выступами субширотно вытянутой Ошмянской разломной зоны. В рельефе поверхности наревского горизонта они создают отдельные валообразные поднятия в виде дуг, а также угловой массив на их стыке на западе зоны Воложинского грабена. Поднятия этого протяженного пояса воздымаются на дистальных бортах Рудаминской (язычковый бассейн Мяркисской лопасти), Ошмянской, Западно-Березинской и Восточно-Березинской ложбин, представляющих собой площади бывшего расположения языков Вилийской лопасти наревского ледникового покрова. Наиболее высокие дуговые сооружения (100-110 м) возвышаются над поверхностью ложбин на 30-40 м.

В строении и рельефе этих дуг ясно выражено преобладающее субширотное простирание, несколько несогласное по отношению к ориентировке гирлянд погребенных конечных морен самого массива (см. рис. 11).

Наревские формообразующие красвые морены субширотно вытянутой группы, насаженные на флексуобразные структуры разломной зоны, расположены ближе к дистальным по отношению к ледниковому покрову крыльям надразломных структур. В разрезах наревских гляциоструктур, подстилающих и перекрывающих толщ отмечаются малоамплитудные (до 10-15 м) смещения разновозрастных слоев, вероятно по флексурным перегибам и разрывам (рис. 12, см. рис. 4).

Структуру моренных образований субширотной зоны в поперечном разрезе формируют несколько систем гляциоструктур, причем наиболее характерны чешуйчато-складчатые типы. В сочетании с толщей моренных накоплений развиты сортированные пачки песка и песчано-гравийного материала фации приледниковых задров, встречающиеся в понижениях поверхности конечных морен. Наибольшие по мощности и площади флювиогляциальные отложения сосредоточены на внешнем подножье моренных ансамблей пояса.

Таким образом, фактические данные говорят в пользу наличия в наревской ледниковой толще двух крупных зон гляциодислокаций и сопутствующих им приледниковых образований, выраженных в погребенном рельефе в виде углового массива и протяженных конечно-моренных грядок. Эти существенно различающиеся между собой системы, по-видимому, могут свидетельствовать о двух крупных этапах в формировании конечных морен в наревскую ледниковую эпоху. При этом динамические признаки древних красвых комплексов (незначительные надвиги конечно-моренных образований, угловые несогласия) служат доказательством гляциодинамических перестроек маломасштабных фазильных подвижек или остановок фронтально отступавшего ледника. Поэтому красвые накопления в форме массива, расположенные в районе г.п.Руденск, и фронтальной гирлянды грядок, простирающихся через окрестности д.Першай Воложинского района, можно причислить, соответственно, к руденской и першайской фазам этапа отступления наревского ледника.

Структурное и генетическое подразделение конечных морен наревской толщи на фазильные единицы подтверждается также минералогическими и петрографическими данными. Минералы, характерные для руденских морен (восточное крыло межлопастного массива, скв. 105 у д.Токарня, скв. 110 у д.Апчак, скв. 115 у д.Шеметово и десятки других), по данным С.Д.Астаповой, представлены в тяжелой фракции мелкопесчаной размерности роговой обманкой, гранатами, сидеритом, ильменитом, реже эпидотом, пиритом, глаукоштитом, фосфатами и гидроокислами железа. Эти минералы имеют связь с брестскими предледниковыми отложениями и среднедевонскими породами, расположенными севернее названных дуг массива. Морены першайских фа-

зиальных образований (угловой массив западного участка субширотной группы конечных морен – скв. 66 у д. Суходолы, скв. 68 у д. Вилькишкес, скв. 71 Акмяние и др.) обнаруживают также заметно выраженную зависимость минерального состава от пород северных территорий (нижнепалеозойских, скандинавских) и местных меловых и неогеновых отложений. В тяжелых фракциях дальнепринесенные минералы представлены гранатами, эпидотом, роговой обманкой и другими (Климашаускас, 1965).

Таким образом, для морен различных фазисальных комплексов наревской толщи характерны минералы, принесенные с севера.

Руденские и першайские конечные морены обнаруживают сходство петрографического состава гравия и гальки с коренными отложениями северной и средней Прибалтики, северной Беларуси и более северных районов. В аккумуляциях фазисального углового массива отмечается большое содержание обломков девонских доломитов, песчаника, известняка, принесенных с северной Беларуси, а в першайских моренах (запад субширотного пояса) – известняка, доломитов нижнего палеозоя и других известняков палеозоя и мезозоя с территории Эстонии, Латвии и северной Литвы (рис. 13). На западе першайской дуги вместе с названными породами А.И. Гайгаласом (1965, 1989) обнаружены руководящие гальки и валуны пород южной Финляндии и Финского залива – выборгит, гогландский кварцевый порфир, рапакиви, а также дна Балтийского моря и Аландских островов – красный балтийский кварцевый порфир, аландские рапакиви, граниты и кварцевые порфиры.

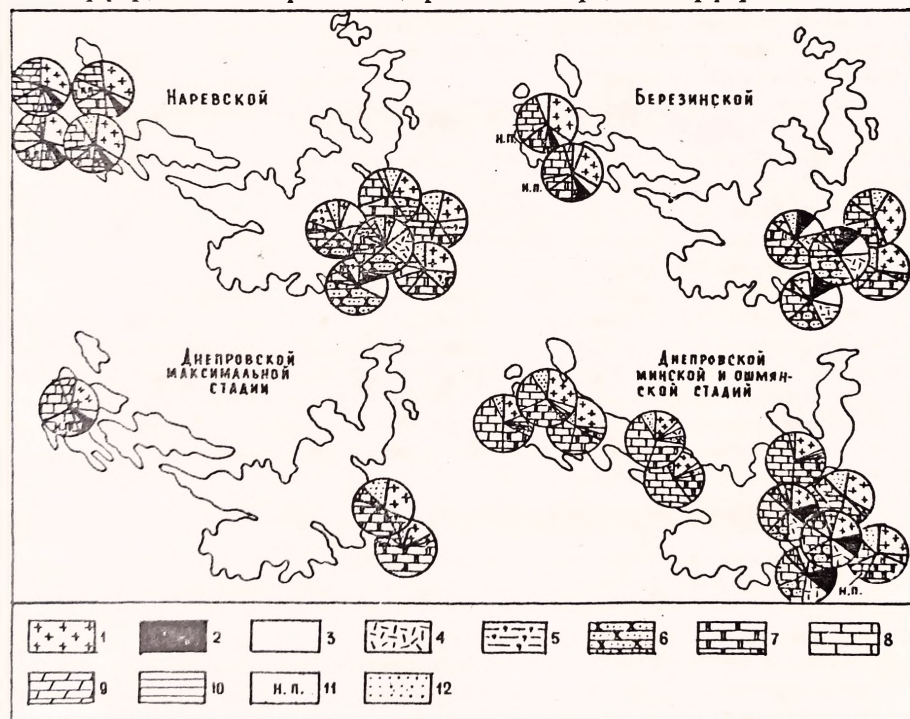


Рис 13. Петрографический состав гравийных фракций (3-5 и 5-7 мм, в %) разновозрастных морен Минской и Ошмянской возвышенностей (по данным С.Д. Астаповой, И.Л. Гуминского и А.И. Гайгаласа, 1965, 1989): 1 – граниты; 2 – полевые шпаты; 3 – кварц; 4 – кварциты; 5 – алевролиты; 6 – песчаники; 7 – доломиты; 8 – девонские известняки; 9 – мезозойские мергели; 10 – другие известняки; 11 – породы нижнего палеозоя; 12 – прочие

Как следует из приведенного материала, конечные морены першайской фазы по минеральному составу песчаных и алевритовых фракций и петрографическому составу гравийного и галечного материала отличаются от морен руденской фазы. Вместе с тем эвратические минералы и обломки пород указывают на связь с потоками (или потоком) нарвского ледника, имевшего общее направление движения с севера на юг. Одинаковый путь поступления обломочного материала в краевую зону ледникового покрова во время формирования конечных морен, очевидно, мог быть только при отступлении, сопровождающемся мелкомасштабными остановками, подвижками и гляциодинамическими перестройками. Разные минералы и обломки пород, отражающие общее направление и путь движения льда, подтверждают подразделение древнейших конечных морен на фазальные объекты.

Беловежский межледниковый горизонт. В пределах возвышенностей отложения беловежского межледниковья фиксируются в ряде мест на нарвских образованиях (см. рис. 11). К межморенному интервалу, к которому они приурочены, относятся также отложения вендского, шкловского типов (Вознячук и др., 1971; Вознячук, 1985; Горещкий, 1980; Гурский, 1971; Махнач, 1971) и аккумуляции самого древнего корчевского межледникового горизонта, залегающие в гляциодислокациях (Комаровский, Якубовская, 1988; Комаровский, 1988). Их соотношение до сих пор не совсем ясное.

Беловежские отложения представлены в основном озерными, озерно-болотными и аллювиальными образованиями. Озерные аккумуляции обнаружены в западинах подстилающих слоев центральной части нарвских возвышенностей и в гляциодепрессиях, развитых в пределах массива и дугообразных гряд (окрестности Минска). Наиболее полно эти межледниковые отложения представлены в разрезах у д.Дубенцы, Щемыслица, Мачулищи южнее Минска (см. рис. 10, 11).

В строении отложений беловежских палеозер преобладают оливково-серые флороносные гиттии. Они датированы палеоботаническими методами в западине у д.Дубенцы (скв. 31) и в глубокой обширной рытвине в окрестностях д.Мачулищи, Щемыслица, Волчковичи. Спорово-пыльцевые спектры (рис. 14) из отложений в разрезе скважины у д.Дубенцы характеризуют позднеледниковые и целиком (включая оптимум) беловежскую межледниковую эпоху. Для отложений, заполняющих рытвинное понижение у д.Мачулищи-Щемыслица, получены палиноспектры (см. рис. 14) и семенная флора (табл. 1) начала и климатического оптимума межледниковья. По заключению Т.В. Якубовской (Комаровский, Якубовская, 1988), флора гиттий в разрезе скв. 107 у д.Мачулищи с глубины 118,3-123,8 м содержит много представителей "бразениевых ассоциаций" и является характерной, хотя и весьма архаичной смешанно-лесной межледниковой флорой, схожей с известной семенной стратотипа корчевского горизонта (Вознячук и др., 1977, 1978; Даследаванн..., 1978).

К аллювиальным отложениям беловежского возраста относятся старичные гиттии и торфяники, вскрытые в погребенной долине пра-Березины у д. Березино Докшицкого района на глубине 80-108,5 м. Развитые здесь межледниковые отложения подстилаются русловыми песками с галечно-валунным базальным горизонтом, залегающим на девонских алевритах и глинах (рис. 15). Спорово-пыльцевые диаграммы из аллювиальных отложений, опубликованные Н.А. Махнач (Махнач, Цапенко, 1966), дают основание для отнесения их к началу беловежского межледниковья вплоть до первой половины климатического оптимума. Беловежский аллювий, относящийся к фациям русла и размыва, вскрывается также на участках, пробуренных в долинах Немана

Селективная флора болотоземских алерных отложений корчменского типа из экспозиции № 107
у д. Мачулищи Минского района

Растения	Глубина отбора образцов, м	
	123,0-123,8	118,3-119,0
Древесные, светлохвойно-мелковетвистых лесов		
<i>Larix sp.</i>		1
<i>Betula alba L.</i>	3	
Водные, открытые водные пространства, стоячие и слабо проточные водоемы		
<i>Salvinia natans (L.) All.</i>	27	
<i>Azolla interglacialis Nikit.</i>	13	
<i>Potamogeton filiformis Pers.</i>	2	
<i>P. vaginatus Turcz.</i>	2	
<i>P. compressus L.</i>	1	
<i>P. natans L.</i>	1	
<i>P. alpinus Balb.</i>	1	
<i>P. cf. perfoliatus L.</i>	2	
<i>P. perforatus Wielicz.</i>	2	
<i>P. dvinensis Wielicz.</i>	5	
<i>Potamogeton sp. sp.</i>	9	
<i>Stratiotes cf. intermedius (Hartz) Chandl.</i>	10	
<i>Polygonum amphibium L.</i>	1	
<i>Ceratophyllum sp.</i>	1	
<i>Batrachium sp.</i>	32	
Прибрежно-водные, обитающие на мелководье, на алажных прибрежных лугах и низинных болотах		
<i>Typha sp.</i>	2	
<i>Sparganium emersum Rehm.</i>	2	
<i>S. minimum Wallr.</i>	17	
<i>Zannichellia palustris L.</i>	2	
<i>Alisma plantago-aquatica L.</i>	34	
<i>Alisma sp.</i>	2	
<i>Sagittaria sagittifolia L.</i>	10	
<i>Butomus umbellatus L.</i>		
<i>Carex paucifloroides Wielicz.</i>	63	
<i>Carex sp. sp.</i>	7	5
<i>Rumex marschallianus Reichb.</i>	1	
<i>R. maritimus L.</i>	1	
<i>Scirpus kreczetoviczii Wielicz.</i>	31	
<i>Scirpus sp. sp.</i>	2	
<i>Eleocharis palustris (L.) Roem. et Schult.</i>	67	1
<i>Polygonum cf. lapathifolium L.</i>	36	
<i>Urtica dioica L.</i>	2	
<i>Ranunculus sceleratus L.</i>	3	
<i>R. sceleratoides Nikit. ex Dorof.</i>	30	29
<i>Oenanthe aquatica L.</i>	6	
<i>Myriophyllum verticillatum L.</i>	6	
<i>M. spicatum L.</i>	1	
<i>Naumburgia thursiflora L.</i>	1	
Виды, обитающие на нарушенном почвенном покрове (эриофильны)		
<i>Chenopodium rubrum L.</i>	6	
Виды с неустановленным местообитанием		
<i>Potentilla sp.</i>	5	
<i>Caryophyllaceae gen.</i>	19	

Определения Т.В. Якубовской

между д.Заямное–Акинчицы (Горецкий, 1980) и правых его притоков (см.рис.11).

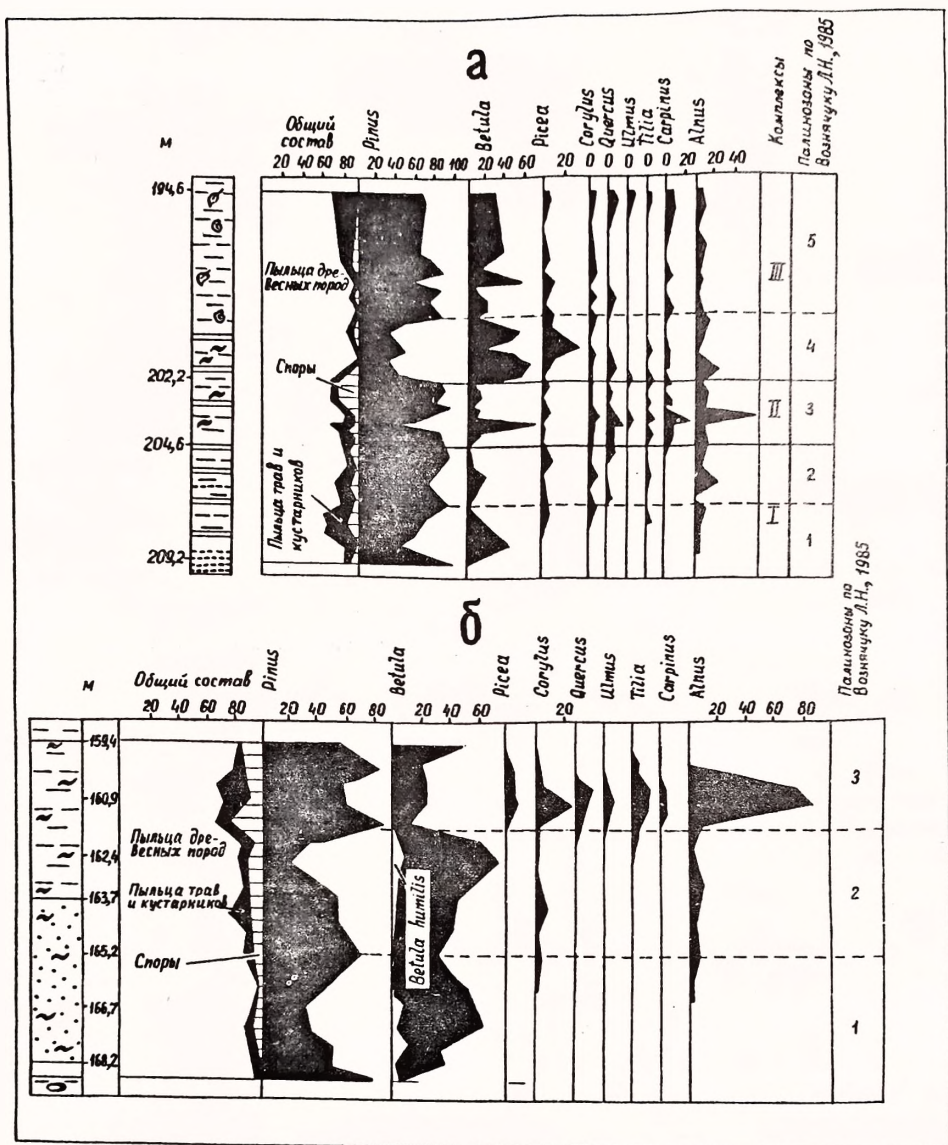


Рис.14. Спорово-пыльцевые диаграммы беловежских межледниковых отложений по разрезу скв. 31 у д.Дубенцы (а) и скв. 10 у д.Шемышлица (б, анализы К.И.Демешко)

Более широкий набор генетических типов отложений включает венедская (налибокская, тургеляйская) серия образований. Она отличается широким развитием озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных песков, алевритов, глин, иногда с примесью растительных остатков и прослоями склоновых образований мощностью до 30 м, реже больше. Озерные отложения заполняют многочисленные котловины и западины среди древнейших краевых образований (скв. 4, д.Тесновая; скв. 105, д.Токарня; скв. 111, д.Загорье; скв. 68, Вилькишкес; скв. 69, Рудишки и др.), а аллювиальные накопления – доли-

ны пра-Березины у д.Березино, пра-Немана и иных пра-рек. Палинологические данные по венедским образованиям из котловины у д.Тесная (глубина 119-139 м; Махнач, 1971), Вилькишкес (глубина 76-83 м; Кондратене, 1965) характеризуют, по-видимому, время какого-то оледенения, когда природная обстановка в пределах региона перестраивалась в направлении перигляциального литоморфогенеза и интенсивно протекал склоновый смыв мелкозернистого материала в озерные котловины и западины.

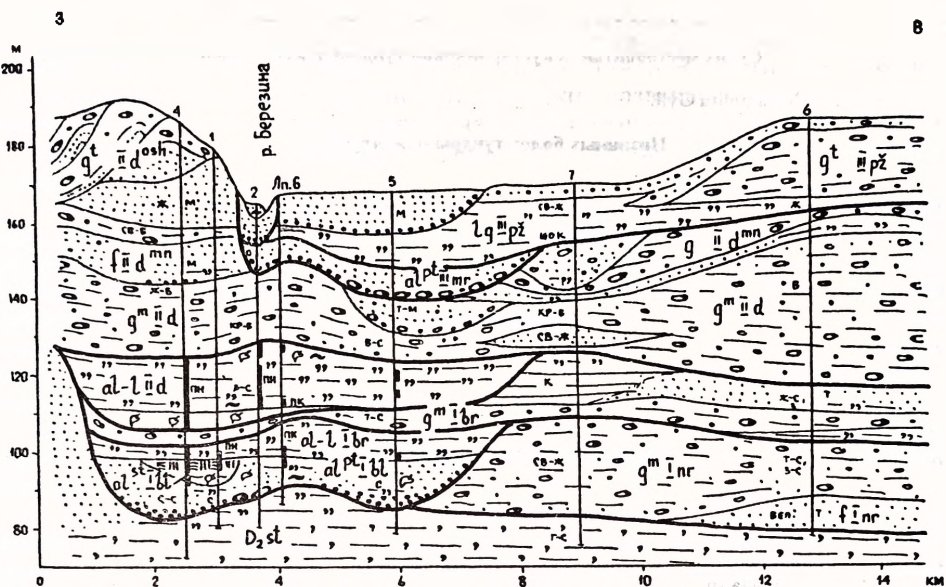


Рис.15. Геологический разрез антропогенных отложений восточного подножья Минской возвышенности вкост долины р.Березина у д.Березино Докшицкого района

Это предположение подтверждают палеозоотомологические и палеокарпологические данные из венедских отложений пра-озер, вскрытых скважинами в окрестностях Минска: присутствие тундровых видов жуков, в том числе жесткокрылых рода *Diacheila*, *D. arctica* (табл. 2); преобладание во флоре обитателей водоемов зоны светло-хвойных и мелколиственных лесов; наличие арктоальпийских видов – *Selaginella selaginoides* и других; примесь переотложенных остатков растений из более древних антропогенных и неогеновых отложений.

На материалах рассматриваемых возвышенностей в некоторых случаях устанавливается постбеловежский возраст венедских отложений. Например, в погребенной долине пра-Березины в разрезах у д.Березино отчетливо определяется наложение песков и алевроитов с остатками холодостойких *Selaginella selaginoides*, *S. helvetica*, *Potamogeton vaginatus*, некоторых *Saxif* и других растений, типичных для венедской свиты (Якубовская, 1984), на старичные гиттии и торфяники первой половины беловежского межледниковья и климатического оптимума (см. рис. 15). Такая же закономерность прослеживается в западных частях наревских красных возвышенностей, в разрезе скважины у д.Мачулищи, где на беловежских гиттиях залегают слоистые супеси с венедской энтомофауной. Вверх по разрезу венедские отложения постепенно переходят в озерно-ледниковые образования березинского оледенения, перекрывающие большую часть территории возвышенностей.

Палеонтомофауна венедских отложений ископаемых озер окрестностей г. Минска

	Номтра скв.	106	107	111		
Жуки	Глубина	83,9-	118,3-	91,4-	90,4-	89,4-
	отбора	84,5	118,6	92,4	91,4	90,4
	обр., м					
Сухих местообитаний кустарниковой тундры и лесотундры						
<i>Diacheila polita</i> Gyll.					1	
Низинных болот тундры и лесотундры						
<i>Diacheila arctica</i> Gyll.			3			2
Холодноводных водоемов						
<i>Agabus</i> sp.		4				
Берегов водоемов						
<i>Duschirius</i> sp.				1	1	
<i>Bembidion</i> (<i>Peryphus</i>) sp.						1
? <i>Stenus</i> sp.				1		
Экологически неопределимые таксоны						
<i>Pterostichus</i> sp.				1		
<i>Carabidae</i> indet.					2	
<i>Omalini</i> indet.					1	2
? <i>Philonthus</i> sp.		1				
<i>Chrysomela</i> sp.				2		
<i>Curculionidae</i> indet.					1	
<i>Coleoptera</i> indet.				2		
<i>Diptera</i> indet.		1				

Определения В.И. Назарова

Анализ залегания и строения венедских отложений в пределах возвышенностей и характеристика полученных из них палеоботанических и палеонтомологических данных свидетельствуют, видимо, о том, что такие образования заполняли озерные участки наревских положительных форм, гляциодепрессий и речных долин в конце беловежского межледниковья и в раннеберезинское время.

Наревские краевые образования, древнеозерные котловины и долины ископаемых рек подвергались сильной ледниковой деформации в более поздние ледниковые эпохи. На участках повышений погребенного рельефа древнейшие отложения заметно уменьшены в мощности, а в пределах гляциодепрессий, примыкающих к краевым образованиям, т.е. к северу от них, где подстилались скальными породами коренного основания и существовали препятствия продвижению ледника, они и вовсе исчезли. Самые обширные районы, где отложения наревского оледенения и беловежских озер и рек отсутствуют, расположены именно в таких местах (см. рис. 11).

Березинский ледниковый горизонт. Березинский (окский) ледниковый горизонт на территории Минской и Ошмянской возвышенностей мощнее (40-90 м), чем наревский, и построен моренными, флювио- и лимногляциальными отложениями, отвечающими крупным циклам оледенения. В нем выделяются две крупные, частично налегающие друг на друга и надстраивающие вверх и

в проксимальном направлении толщи ледниковых отложений. Первая из них, самая нижняя, является облекающей, а вторая, верхняя, выступает как формообразующий комплекс березинских погребенных возвышенностей (см. рис. 7, 8, 10).

Разрез облекающей березинской толщи начинается озерно-ледниковыми, глинисто-алеврито-песчаными отложениями слоистой текстуры, образовавшимися в бывших обширных приледниковых озерах из взмученного местного материала ложа и из приносных разновидностей от перигляциальной зоны и от ледника при наступлении оледенения. В пределах бывших акваторий этих бассейнов озерно-ледниковые отложения почти повсеместно плоскообразно покрывают неровности наревских возвышений, сглаживая их. Мощность глинисто-алеврито-песчаных образований возрастает до 30-40 м на склонах поднятий основания и убывает до первых метров на наиболее высоких его выступах.

На озерно-ледниковые образования ложатся 3-27-метровой мощности сероцветные моренные супеси с преимущественно массивной текстурой. Эти выдержанные монолитные накопления можно считать, по-видимому, высвободившейся (отслоившейся) из толщи моренонасыщенного льда основной морены, отложенной при движении ледника в этап наступания, когда возвышенности находились в зоне донной аккумуляции. На наревских краевых образованиях основная морена этой стадии березинского оледенения сохранилась и образует положительные погребенные формы в основном в юго-восточной части массива. Однако, возможно, что раньше над угловым массивом и маргинальными грядами березинские основные морены формировали поднятия острововидного типа.

На проксимальных участках наревского массива, т.е. на его северных и западных склонах, основную морену резко срезают ледниковые отложения формообразующей толщи, возникшей в ходе деградационного наступания березинского ледника. Эти образования дислоцированы и перемещены по поверхности межморенных песков за массив примерно до современной юго-восточной границы Минской возвышенности. Мощность их до 40 м (см. рис. 8, 10).

На бывшем угловом участке между Верхне-Неманской и Верхне-Березинской лопастями над острововидным поднятием поверхности основной морены в формообразующей толще устанавливается компактная зона, построенная закономерно расположенными и дислоцированными по скибовому типу породами, а также отложениями талых ледниковых вод и другими. В плане зона несколько вытянута на запад-северо-запад, а по краям имеет вид дуг, расходящихся к востоку и юго-западу. В погребенном березинском рельефе эта зона выражена межлопастным массивом. К леднику обращенная часть массива более мощная и западная, а тыловая (восточно-юго-восточная) — невысокая с наклоном в дистальном направлении (рис. 16).

Для межлопастного массива характерны чешуйчато-надвиговые пакеты основной морены, водно-ледникового материала, а также сортированных, хорошо промытых песчано-гравийно-галечных отложений. Скибовые сооружения создают наиболее мощную формообразующую толщу на западе массива. Довольно часто среди таких гляциодислокаций встречаются отторженцы мела и неоген-брестских алеврито-глинистых пород, вероятнее всего, захваченные ледником из бассейна на территории Верхне-Неманской низины. Предледниковые образования талых ледниковых вод тяготеют к внешним склонам массива, комплексов и к их подножью. Для межлопастной зоны можно допустить вероятность возникновения в ходе возвратно-поступательной стадии березинского ледниковья и связать развитие гляцио-

дислокаций с подвижками (скорее всего фазальными) отступавшего ледникового покрова этой стадии: соответственно положению в разрезе верхнюю толщу отложений, образующую межлопастной массив на юге и юго-востоке региона в окрестностях г.п.Смиловичи Червенского района, можно причислить к смиловичскому стадияльному надвиганию березинского оледенения.

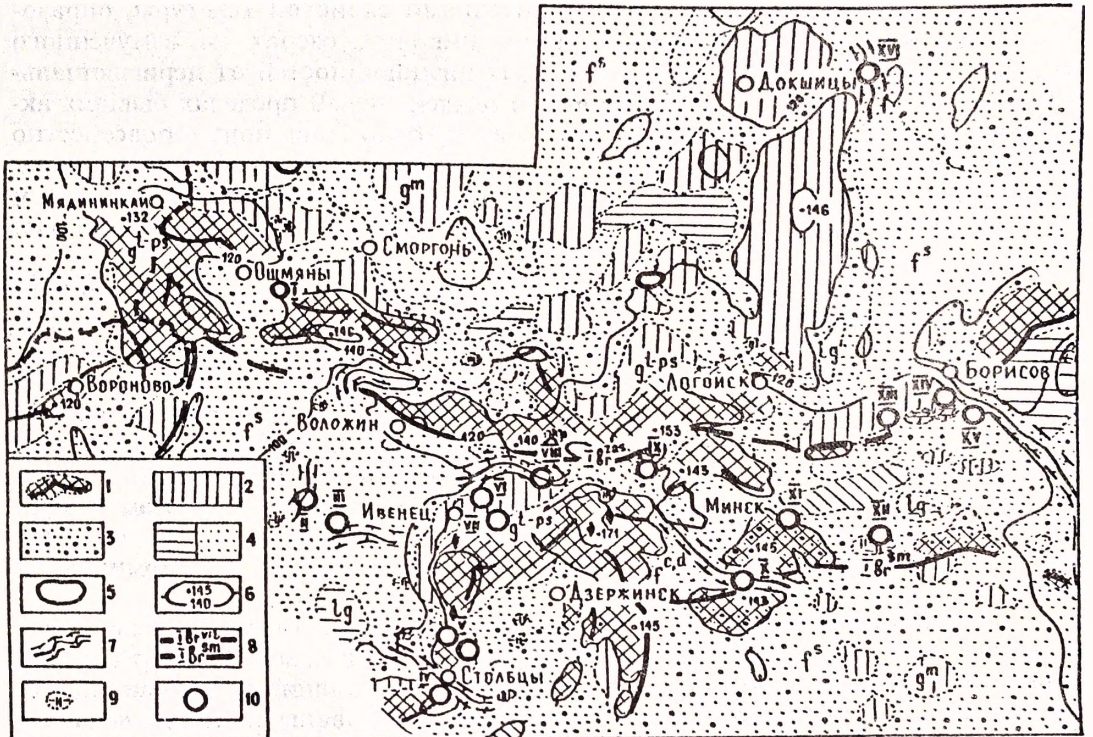


Рис.16. Карта поверхности березинского горизонта: 1 - краевые ледниковые образования и их предполагаемое простирание; 2 - участки распространения основной морены; 3 - песчаные покровы; 4 - площади размещения лимногляциальных пород; 5 - изогипсы и абсолютные отметки рельефа; 6 - фрагменты речной сети; 7 - предполагаемые границы стадий (фаз) березинского оледенения: а - смиловичской, б - заславской; 9 - котловины александрийских палеоозер; 10 - скважины, вскрывшие александрийские межледниковые отложения: I - Новоселки, II - Бакшты, III - Слобода Каменская, IV - Старый Свержень, V - Сула, VI - Хомичи, VII - Провжалы, VIII - Раков, IX - Лалеровичи, X - Голоцк, XI - Волма, XII - Гребенка, XIII - Глинище, XIV - Печи, XV - Сивица, XVI - Березино

На северных предтолях межлопастного массива над Опшмянской разломной зоной и Плеценицко-Докшицким тектоническим поднятием морену смиловичской стадии перекрывает и срезает толща ледниковых отложений последнего для рассматриваемой территории крупного надвигания березинского ледника. Здесь локализуются преимущественно гляциодислокации скибового типа. Эти деформации, формируя мощные толщи отложений, создают остовы лопастных и межлопастных возвышений. В плане их контуры близки к очертаниям Опшмянской и Логойской макроформ. С внутренней стороны конечных морен маломощные слои морены образуют погребенные (в пределах Нарочано-Вилейской и Восточно-Литовской низин) гляциодепрессии - бассейны Вилейской и Маркиской лопастей окского ледника.

Одной из наиболее характерных особенностей зоны является резкое угловое несогласие между гляциодислокациями на выпуклом к югу ее участке и более древними образованиями межлопастной зоны (см. рис. 16).

В строении мощной березинской толщи лопастных и межлопастных макроформ доминирующее значение имеют пачки буро-серых моренных супесей с прослоями лимногляциальных глин, алевроитов, водно-ледниковых песков. Наиболее мощные гляциогенные отложения (35-50 м) сконцентрированы над проксимальными склонами наревских валов и их подножьями (рис.17). В таких местах среди скибовых гляциодислокаций березинской толщи развиты отторженцы коренных пород (см. рис. 4, 12). Слои песчаных и песчано-гравийных отложений талых ледниковых вод с косослоистой текстурой обычны в пониженных местах поверхности горизонта. Особенно значительные их скопления отмечаются по внешней стороне фронтальной зоны конечных морен. К югу от нее в бассейнах Верхне-Неманской и Верхне-Березинской лопастей березинского ледника песчано-гравийные отложения замещаются по простиранию алевроито-песчаными.



Рис.17. Карта мощности отложений березинского горизонта: 1 - изопахиты; 2 - мощность; 3 - участки с мощностью отложений более 40 м

Приведенные данные свидетельствуют, что формообразующая толща березинских лопастных и межлопастных возвышенностей могла образоваться активным ледником в более молодую, чем смилевичская, стадию (фазу) на этапе распада ледникового щита в повторные кратковременные подвижки и остановки. Эта фаза (стадия) по развитию в районе г.Заславль была отнесена к заславской.

Анализ тяжелых фракций, выделенных из мелкопесчаной размерности, и гравийных фракций морен смилевичской и заславской стадий показал, что минеральный и петрографический состав их имеет существенные различия. Минеральному составу морены восточного участка смилевичского массива свойственно некоторое сходство со среднедевонскими породами, распространенными к северу от него. Как правило, морена в большей степени обогащена пиритом, гранатом, роговой обманкой, ильменитом, метаморфическими

минералами (данные С.Д.Астаповой). Отчетливая унаследованность пород северной Беларуси и высокое содержание обломков девонских доломитов, песчаника, известняка обнаруживаются здесь и в петрографическом составе морены (см. рис. 13).

В отличие от смиловичской, в морене заславской стадии на межлопастном поднятии западного участка гряд содержится больше эпидота, кристаллического пирита, биотита, глауконита, цеолитов (Климашаускас, 1965), т.е. минералов из мезозойских отложений северо-западной Литвы. В моренных отложениях заславской стадии – повышенное содержание обломков мезозойских мергеля, известняка и нижнепалеозойских доломитов и известняка, которые также связаны с приносом с территории северо-западной Литвы и дна Балтийского моря. Вместе с ними в сложении морены участвуют руководящие породы, принесенные из средней Швеции (даларнские порфиры, серые граниты Стокгольма, коричневые граниты Упсала), Аландских островов (рапакиви, граниты и порфиры) и дна Балтийского моря (порфиры, мандельштейны и иотнийские песчаники) (Гайгалас, 1965, 1987).

Упомянутые различия в составе морен межлопастной и фронтальной зон говорят о том, что они не случайны и связаны с разными потоками оледенения. Присутствие эрратических валунов центральной части Фенноскандинавской питающей провинции позволяет сделать вывод о смещении к западу центра ледникового щита в заславский этап по сравнению с предшествующим отрезком оледенения. Изменение центра ледника, очевидно, могло произойти после значительного сокращения и в последующую подвижку оледенения. Эти особенности служат основанием для выделения в пределах возвышенностей крупных ископаемых комплексов смиловичской и заславской стадий березинского оледенения.

Комплекс отложений среднего звена.

Среднеантропогеновый комплекс представлен отложениями александрийского межледниковья и днепровского оледенения. В пределах возвышенностей эти аккумуляции широко распространены, причем среднеплейстоценовые краевые образования предопределили важнейшие черты морфологии возвышенностей.

Александрийский межледниковый горизонт. Александрийские межледниковые отложения представлены преимущественно озерными, озерно-болотными гиттиями, мергелем, торфом, речным песком, иногда с примесью органического материала, обломков древесины и линзами старичных торфов мощностью 5-10 м, реже до 20-30 м. Озерные и озерно-болотные отложения распространены на территории березинских возвышенностей весьма широко, образуя хороший маркирующий горизонт. Чаще всего они встречаются в виде линз в западинах и котловинах на центральных западных участках березинских конечных морен и в рытвинах гляциодепрессий. По погребенным долинам пра-Березины, Свислочи, Сулы, Немана, Ислочи и Западной Березины в окрестностях д.Березино, Борки, Сула, Акинчицы, Дубаши, Большая Дайнова встречены речные отложения (см. рис. 16). Александрийские межледниковые накопления обычно перекрыты двумя горизонтами морен, а на территории к юго-востоку от Минской возвышенности – одним моренным слоем. Наиболее полно озерные отложения александрийского межледниковья представлены в составе ледникового отторженца, вскрытого скважиной у д.Лаперовичи Минского района на глубине 11-21,5 м и *in situ* – в скв.212 и 28 в древнеозерных котловинах на территории Борисовского района и в окрестностях Жодино. В разрезах александрийских образований в этих местах по

спорово-пыльцевым и диатомовым данным прослеживаются все этапы эволюции растительности, начиная с березинских позднеледниковых вплоть до начала днепровского оледенения (Махнач, 1971; Вознячук и др., 1971; Рылова, Хурсевич, 1980) (рис. 18).

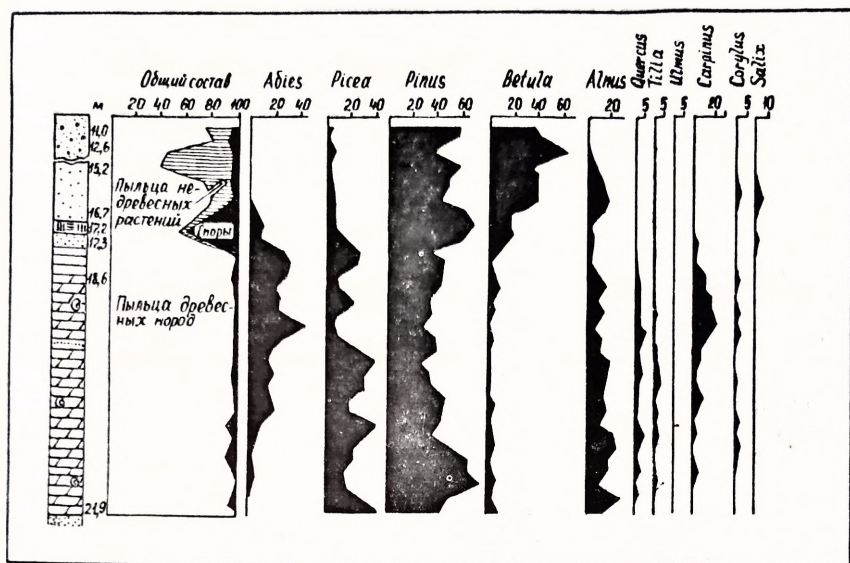


Рис. 18 Палинологическая диаграмма александрийских межледниковых отложений у д.Талеровичи Млынского района

В пределах древнеозерных понижений рельефа березинских краевых образований выявлены также неполные разрезы александрийских озерных и озерно-болотных пород. В разрезах у д.Яченка (скв.25), Околово (скв.26), Хомичи (скв.14), Рудня (скв.153), Вилькишкес (скв.68) в котловинах пра-озер достоверно устанавливаются гиттии, мергели, торфяники и глинистые отложения, накопившиеся с климатического оптимума до конца александрийского межледниковья и в днепровское раннеледниковье (Махнач, Логинова, 1973; Якубовская, 1980; Горещкий, 1980; Кондратене, 1965). Нередко в одинаковых геологических условиях с точно установленными разрезами александрийских озерных и озерно-болотных отложений обнаруживаются только разрезы слоев, для которых сложно установить время их накопления. Представленные гумусированными суглинками и алевроитами с прослоями песка, они вскрыты, например, скв.454 у д.Голошк Млынского района на глубине 28,5-38,5 м. Палиноспектры этих слоистых отложений (Гурский, 1974; Еловичева, 1979) имеют "перигляциальный" характер. В спектрах разрезов господствует пыльца сосны, березы и растений таежных лесов и болот. Очевидно, что палиноспектры такого типа не позволяют определить возраст слоев, которые до настоящего времени относились к отложениям шкловского межледниковья. Если учесть условия залегания и характер пород, то их следует относить к концу александрийского межледниковья или к днепровскому раннеледниковью.

Аллювиальные отложения александрийского возраста палеоботанически изучены весьма ограниченно. Более полно охарактеризована лишь озерно-аллювиальная толща из алевроитов, песков, суглинков и супесей с микрофосилиями и макроостатками растений в скважинах у д.Березино Докшицкого

района. Вскрытые в них на глубинах 38-44 м межледниковые отложения тяготеют к погребенной долине пра-Березины, уходя вниз до глубины 59-83 м (см. рис. 15). Флороносная толща из скважин по всему разрезу имеет повышенное содержание пыльцы березы (40-95%), сосны (до 40%), умеренное (15-20%) — ели и трав, количество которых резко увеличивается в верхней части (до 60-70%), и незначительное (до 5%) содержание пыльцы термофильных растений (Шапенко, Махнач, 1966).

Спектры указывают на происхождение озерно-аллювиальной пачки во время перестройки природно-ландшафтной обстановки в направлении перигляциальной. В скв.б О.П.Леонович определила из флороносных песков и алевритов в верхней части толща пыльцу такого типичного для александрийского межледниковья рода растения, к к *Abies*. В самом конце александрийского межледниковья (в раннеледниковье) в связи с началом формирования льдов днепровского оледенения и прогрессирующим опусканием в верховьях пра-Березины могло произойти повышение базиса эрозии реки и оформление в ее долине широких (до 10 км) проточных водоемов с неравномерным стоком, в которых накапливались слои алевритов, песков и суглинков озерно-аллювиальной толщи.

Днепровский ледниковый горизонт. На изученной территории над александрийскими межледниковыми отложениями повсеместно развита сложная построянная толща ледниковых образований среднего плейстоцена. Она составляет около половины объема (мощности) антропогенного покрова и имеет наибольшее значение для Минской и Опшмянской возвышенностей. В надалександрийской толще отложений выделяются два основных ледниковых комплекса. Нижний имеет широкое распространение на возвышенностях и юго-восточнее, в бассейне р.Днепр, тогда как граница развития верхнего комплекса не прослеживается дальше юго-восточной окраины Минской возвышенности (см. рис. 8 и 10).

Вопрос о ранге этих ледниковых образований в настоящее время служит предметом дискуссии. Однако общепринятого взгляда на него выработать не удалось. Все многообразие взглядов на эту проблему можно свести к двум точкам зрения. Суть первой из них состоит в представлении о верхнем комплексе моренных отложений как образованиях сожской (московской) ледниковой эпохи (Гурский, 1974; Матвеев, 1990 и др.), т.е. как об образовании в ранге горизонта. Второй подход связывает появление этого интервала со стадийными аккумуляциями днепровского ледника и ограничивает распространение его южной окраиной Белорусской гряды. При этом предполагается, что в северной части Полесской низменности предельные сожские краевые морены соответствуют фазальным или стадийным подвижкам и останковкам днепровского оледенения (Вальчик, 1989; Вальчик и др., 1990).

К второй точке зрения склоняются Л.Н.Вознячук (1965, 1966, 1967, 1971, 1975), И.Н.Салов (1968, 1971, 1973, 1987), А.А.Величко (1980, 1981), С.М.Шик (1989, Шик, Бирюков, 1989) и другие. Критике представлений о ледниковом ранге верхнего горизонта посвящен ряд публикаций (Салов, 1971, 1973, 1981; Вознячук, 1966, 1967; Вальчик, 1990). Материалы, полученные в ходе геолого-геоморфологического изучения региона не позволили выделить верхний комплекс в самостоятельный горизонт. Наиболее существенные факты, свидетельствующие о соответствии этих морен разным стадиям днепровского оледенения, следующие.

Ледниковые комплексы среднего плейстоцена разделены только слоями озерных и делювиально-солифлюкционных отложений, которые по своей палеоботанической характеристике являются межстадийными.

Собственно ледниковые отложения, входящие в структуру комплексов, слабо расчленяются по составу слагающего их материала, имеют значительное сходство в ассоциациях руководящих валунов, мелкообломочного материала и минерального состава. Верхняя морена, являющаяся рельефообразующей на территории возвышенностей, несколько отличается от нижней лишь незначительным преобладанием дальнепринесенных обломочных пород и минералов, относительно песчанистым составом, структурно-текстурными особенностями и большей мощностью. Морены напора, строящие верхний комплекс и образующие мезоформы возвышенностей, характеризуются своеобразным конечнo-моренным рельефом и несогласным налеганием на подстилающую основную морену нижнего комплекса. Эти особенности строения среднеплейстоценового интервала и рельефа скорее всего предопределены трансрессивными и регрессивными этапами развития ледника: основная морена – результат аккумуляции в ходе роста ледникового щита; конечная – отложения краевых зон деградирующего покрова одного и того же днепровского оледенения.

В кровле конечных морен верхнего комплекса и на основной нижней в более южной области примерно в одной позиции залегают муравинские флороносные слои. Эти межледниковые отложения приурочены к депрессиям, регенерированным в результате термокарста на рубеже среднего и позднего плейстоцена, когда вытаивание глыб мертвого льда и образование озер шло одновременно на территории возвышенностей и в более южной области. Сохранение погребенных льдов в кровле образований разных комплексов к началу муравинской эпохи является доказательством того, что верхний гляциогенный комплекс генетически связан с днепровским оледенением. На эту особенность первым обратил внимание М.А.Вальчик (1990). Как будет показано, верхний рельефообразующий комплекс был сформирован в результате крупных постмаксимальных подвижек ледника, соответствующих минской (центрально-белорусской) и более поздней (ошмянской) стадиям единой среднеплейстоценовой ледниковой эпохи.

Таким образом, накопленные к настоящему времени биостратиграфические, геоморфологические данные и палеолимнологический подход определения возраста моренных горизонтов позволили склониться к точке зрения о принадлежности двух гляциогенных комплексов, строящих Минскую и Ошмянскую возвышенности, разным стадиям днепровского оледенения – максимальной (собственно днепровской) и двум постмаксимальным (минской и ошмянской).

Днепровский стадийный подгоризонт почти повсеместно развит в пределах возвышенностей и прослеживается далеко на юг, в область Днепровского языка. Его формируют линзовидные пачки озерно-ледниковых глин и супесей и перекрывающие их пласт морены и слои водно-ледниковых отложений. В среднем мощность днепровских отложений составляет 20-50 м. Увеличение ее до самых больших значений (60-76 м) наблюдается на северных склонах березинских поднятий (рис. 19). В погребенном рельефе залегание такой мощной толщи отложений предопределяет довольно высокое абсолютное положение поверхности макроформ (160-200 м), четкое обособление крупнейших поднятий и существенное сглаживание неровностей рельефа березинского оледенения (рис. 20).

В строении днепровского подгоризонта ведущее значение имеют гляциогенные отложения, представленные преимущественно основной мореной. В пределах возвышенностей она отличается плащеобразным залеганием и типичными гляциодинамическими текстурами. Облегающая морена весьма неоднородна по строению. Ее формируют в основном разрывные гляциотек-

тонические деформации и пачки материала без разрыва сплошности. Разрывные гляциодислокации развиты избирательно и связаны с южными окончаниями днепровских котловин и ложбин выдавливания (площади Нарочано-Вилейской, Верхне-Березинской и Верхне-Неманской низин, прилегающих к возвышенностям), приподнятыми участками и северными склонами березинских макроформ. На таких площадях в основной морене встречаются гляциотектонические взбросы, надвиги, ограничивающие мощные чешуевидные блоки из моренного суглинка и подстилающих водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений днепровского ледника.

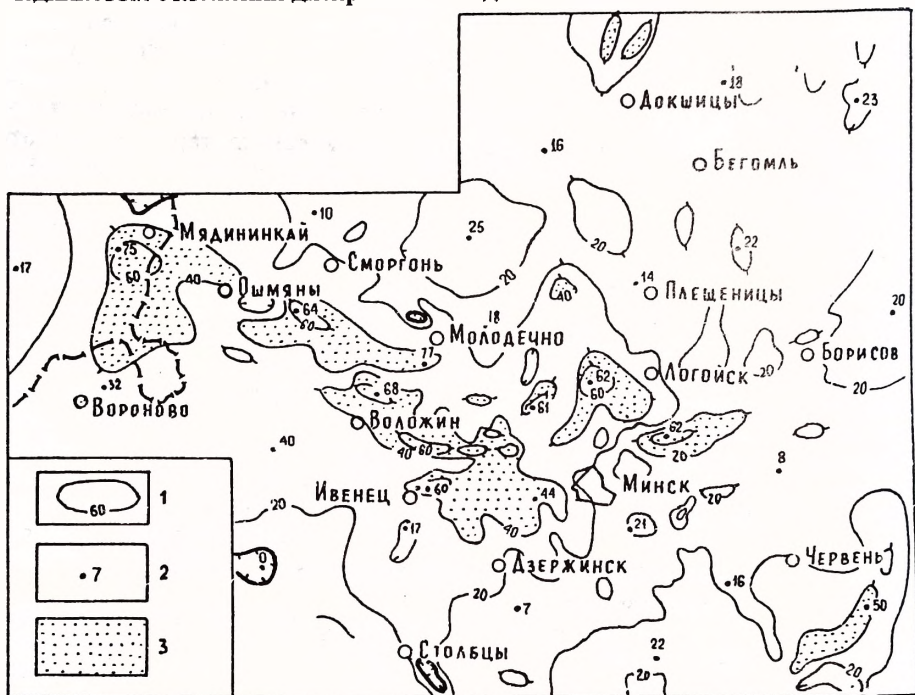


Рис.19. Мощность отложений максимальной стадии днепровского оледенения: 1—изопахты, 2—мощность, 3—участки с мощностью более 40 м

Нередко в пределах выступов рельефа поверхности березинского горизонта встречаются крупные зоны чешуйчатых морен. В этих гляциотектонических зонах у д.Лаперовичи, Кохановщина, Большевик, Адамовцы в чешуйчатых моренах довольно часты отторженцы александрийских озерно-болотных отложений и более древних антропогенных образований. Отмечаются также отторженцы верхнемеловых мергелей, мела и неогеновых глинистых отложений (см. рис. 20). В ряде случаев верхние интервалы чешуйчатых морен облекающей толщи исследовались в карьерах. В частности, на северо-западной окраине д.Дзюгильно Дзержинского района под верхним горизонтом морены на глубинах 0,8-7 м вскрыты пачки мела, пластичных глин, кварцевых песков и супесей, залегающие в виде чешуй мощностью до 4-5 м. Проводившие изучение строения этих образований Э.А.Левков и А.В.Матвеев (1976) обнаружили, что глыбы вытянуты субширотно и наклонены к северу под углами 20-60°.

Выдержанные пачки основной морены развиты более широко и тяготеют к местам обложения пологих повышений и понижений рельефа поверхности березинских отложений. В облекающей морене наблюдаются типичные

текстуры послойного пластичного течения льда (плитчатая, сланцеватая, захвата ложа, выдавливания, складкообразования) и характерные пликативные структуры (складки течения, продольного изгиба, флексуры и инъективного типа). Часто в виде слоев, линз и инъективных форм в деформациях встречаются днепровские подморенные водно- и озерно-ледниковые отложения и очень редко – отторженцы более древних плейстоценовых и коренных пород – девонских доломитов и другие. Обычно отторженцами наполнена морена, залегающая на юго-юго-восточном продолжении скибовых нарушений, в пределах первых десятков километров от них (группа блоков девонских доломитов у д.Дукора), хотя иногда ледниковые отложения содержат глыбы пород, перемещенных ледником с более отдаленных районов (отторженцы кембрийских синих глин, нижнесилурийских органогенных известняков в окрестностях д.Рованичи северо-восточнее г.Червень) (Карпинский, 1892; Махнач, 1955; Левков, 1980).

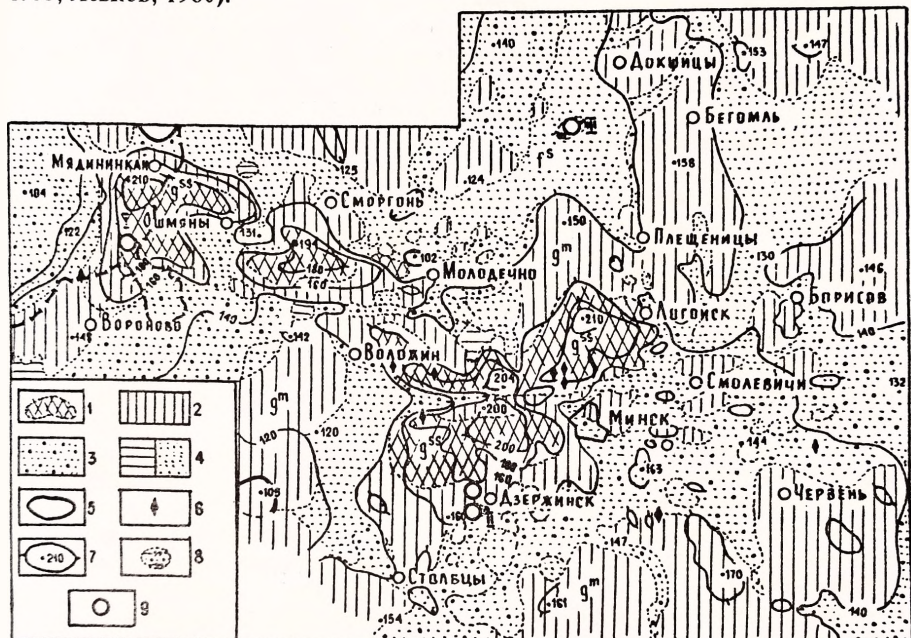


Рис. 20. Поверхность отложений максимальной стадии днепровского оледенения: 1 – чешуйчатые морены; 2 – монолитные морены; 3 – флювиогляциальные отложения; 4 – лимногляциальные образования; 5 – выступы березинских и более древних пород; 6 – отторженцы моренных и александрийских отложений; 7 – абсолютные отметки и изогипсы рельефа; 8 – площади распространения озерных отложений; 9 – скважины с аккумуляциями днепровско-минского интерстадиала: I – Акмяине, II – Гришковщина, III – Невиняны

Характерной отличительной особенностью состава днепровской морены на всей территории возвышенностей служит более или менее ясно выраженная унаследованность от местных девонских пород, залегающих в пределах Прибалтики, Псковской области РФ и северной Беларуси. В мелкопесчаной фракции морены из девонских отложений присутствуют циркон, доломит, лейкоксен. На западном участке, по данным А.Климашаускаса (1965), морена содержит пирит, мусковит и больше циркона. Имеются в ней и минералы от мезозойских пород (глауконит, биотит), но в меньшем количестве. Их роль возрастает в западном и южном направлениях. Во фракциях 7-5 и 3-5 мм

также преобладают обломки доломитов и известняков все тех же областей питания (см. рис. 13).

В морене облекающего горизонта в отличие от других, подобных ей, незначительно меняется состав эвратических кристаллических валунов и галек на разных участках. На Центральнорезинской равнине, к юго-востоку от Минской возвышенности, где морена выходит на поверхность, в ней содержатся валуны из юго-восточной Финляндии и северо-западных районов бывшего СССР (Астапова, 1987). В морене западной части возвышений на территории Литвы заключены в основном валуны и гальки южнофинляндских пород и дна Финского залива (Гайгалас, 1965, 1989). Это обстоятельство говорит о едином секторе днепровского оледенения, в котором формировалась облекающая морена и у которого вершина впадина располагалась у выхода отмеченных коренных пород на территории Балтийского шита. Движение льда в секторе ледникового покрова в общем было направлено с севера на юг.

Весьма незначительную роль в строении облекающего комплекса, но важную для понимания особенностей развития возвышенностей, имеют маломощные слои вытаявшей морены и других образований регрессивной серии. В пределах палеовозвышенностей устанавливаются концентрические разорванные зоны, при этом вытаявшие и оплывшие морены приурочены к высоким центральным частям и склонам макроформ. Озерно-ледниковые отложения тяготеют к периферии возвышенностей, хотя иногда они встречаются и в центральных участках. Подножья возвышенностей выстилают поля водно-ледниковых отложений (см. рис. 20).

Такие различные седиментационные зоны в пределах положительных форм, очевидно, могли сформироваться за счет вытаивания, оплывания, выделения морены из моренонасыщенного льда и отложения ее, а также продуктов перемывания морены только при омертвлении ледникового покрова и быстром таянии льдов, окружавших палеомакроформы. Строение отложений регрессивной серии свидетельствует о том, что поверхность возвышений освобождалась полностью от днепровского ледникового панциря после максимального развития льдов.

Днепровско-минский интерстадиальный подгоризонт. Днепровско-минские интерстадиальные отложения распространены ограниченно и вскрыты в нескольких пунктах (д.Акмянине, скв.71; д.Грицковщина, скв.15; Невиняны, скв.7 и др.) на глубинах от 21,3-25,9 до 53-56 м на днепровской морене и водно-ледниковых песках. Мощность интерстадиальных отложений около 6-8 м. Эти образования представлены пачками алевроитов с линзами и волнистыми прослойками глин, супесей и с гравием. Алевроиты по всему разрезу содержат, по данным Н.А.Махнач (Махнач, Цапенко, 1959) и О.П.Кондратене, пыльцу березы, сосны и ольхи из древесных, семейства *Artemisia*, *Ericales*, *Chenopodiaceae* в составе трав и в незначительном количестве (до 4%) – пыльцу широколиственных пород и орешника. В таких случаях эти отложения представлены, вероятно, перемывным в мелководных водоемах материалом грунта, снесенным со склонов в результате солифлюкции и делювиального смыва в перигляциальной обстановке.

Подобные маломощные и редкие слои перемывных отложений можно рассматривать как разновидности озерно-делювиальных перигляциальных (межстадиальных) образований, но не как межледниковые накопления, которых в среднеплейстоценовой ледниковой толще не установлено до сих пор. Судя по малой мощности озерных отложений, коррелятных днепровско-минскому интервалу, и по их редкости, спорово-пыльцевым спектрам, можно думать, что в послеледниковое потепление территория возвышенностей на-

ходилась в перигляциальной зоне, а новое минское оледенение представляло собой повторное стадияльное надвигание днепровского.

Верхний из днепровских комплексов ледниковых отложений на возвышенностях образован минским и ошмянским стадияльными подгоризонтами.

Минский стадияльный подгоризонт преимущественно ледниковых и водно-ледниковых отложений распространен на южном участке Минской возвышенности. Он определяет черты рельефа обширного района вокруг Минска, от которого получил название. К юго-востоку, в области Пуховичской равнины, минские ледниковые отложения выклиниваются и здесь среднеплейстоценовые гляциогенные отложения представлены единой днепровской моренной толщей. Предельная граница минского подгоризонта намечается по дистальным краевым образованиям Минской возвышенности.

Минские ледниковые и водно-ледниковые образования слагают гипсометрически наиболее высоко располагающиеся формы рельефа (г. Дзержинская-346 м, Ивенецко-Минский массив) на юге Минской возвышенности. В среднем мощность минского подгоризонта составляет 30-55 м. Наиболее утолщенной (60-130 м) является его западная часть, наглядывающаяся на поднятие поверхности днепровской стадии (рис. 21). Таким образом, подгоризонт минских отложений в южной части Минской возвышенности является основным в строении антропогенного покрова.

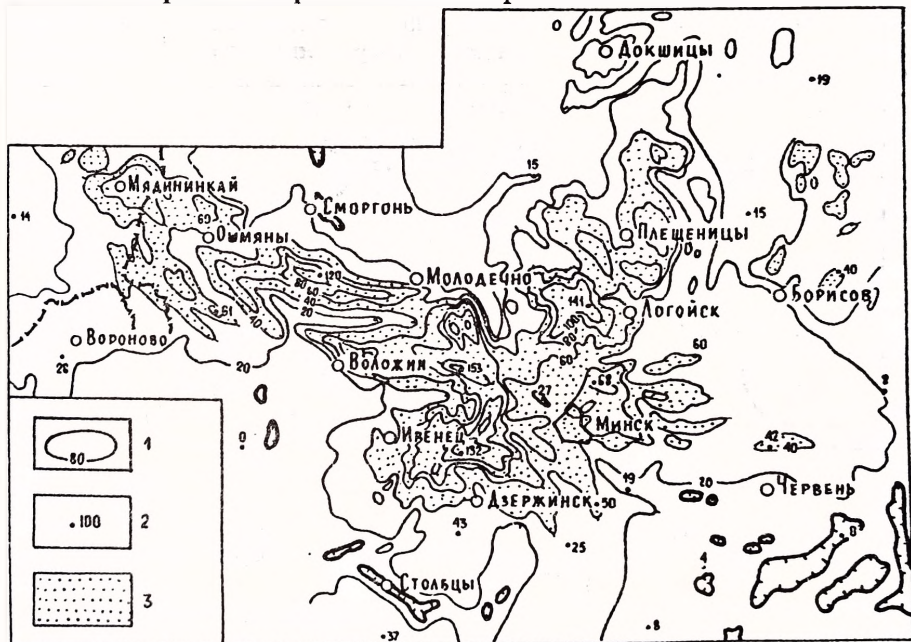


Рис. 21. Схема распределения мощностей минских и ошмянских отложений: 1 - изопакиты; 2 - мощность; 3 - участки с мощностью более 40 м

Ледниковые отложения минского подгоризонта отличаются некоторыми специфическими литологическими, структурными и текстурными особенностями. Эти морены представлены красно-бурными супесями, реже суглинками, часто переработанным в той или иной степени флювиогляциальным материалом, содержание глинистых фракций понижено, а песчаного и грубообломочного материала повышено. Для минерального состава минской морены, по данным С.Д. Астаповой и минералогов ПО "Белорусгеология" (12 анали-

зов), характерно преобладание дальнепринесенных кварца (71-88%), роговой обманки (24-34%), граната (19-28%) и ильменита (3-17%) по сравнению с более ранними. Количество местных легких и тяжелых минералов в пробах только 10-15%. В петрографическом составе грубообломочного материала также заметно доминируют обломки из питающих провинций Фенноскандии и северо-западных районов Русской равнины (см. рис. 13).

Минская морена на территории Ивенецкой возвышенности несколько отличается по минералого-петрографическому составу в пределах южной и северной ее зон. Для морены южной части возвышенности, по данным С. Д. Астаповой, свойственно несколько увеличенное количество эпидота (до 9,5%), глауконита (0,3%), уменьшенное – гранатов (18%), мусковита в минеральном составе, а также породы в основном Шведско-Балтийского региона сноса (аландские красно-бурые порфириовидные граниты, гранит-рапакиви, северо- и среднешведские ально- и родопорфиры, даларнские порфиры, балтийские бурые и красные кварцевые порфиры) и обломки местных пород (мела) а петрографическом составе (рис. 22). Морена же северной и восточной частей возвышенности преимущественно содержит чуть больше циркона (до 2,8%), пирита (2,4%), доломита (4,6%) и руководящие валуны Карело-Финской питающей провинции, среди которых существенное место принадлежит выборгским гранатам, гранит-рапакиви, гогландским кварцевым порфирам, карельским пегматитам. Наблюдается также много доломитов, известняка и песчаников, характерных для девонских пород северо-запада Русской равнины.

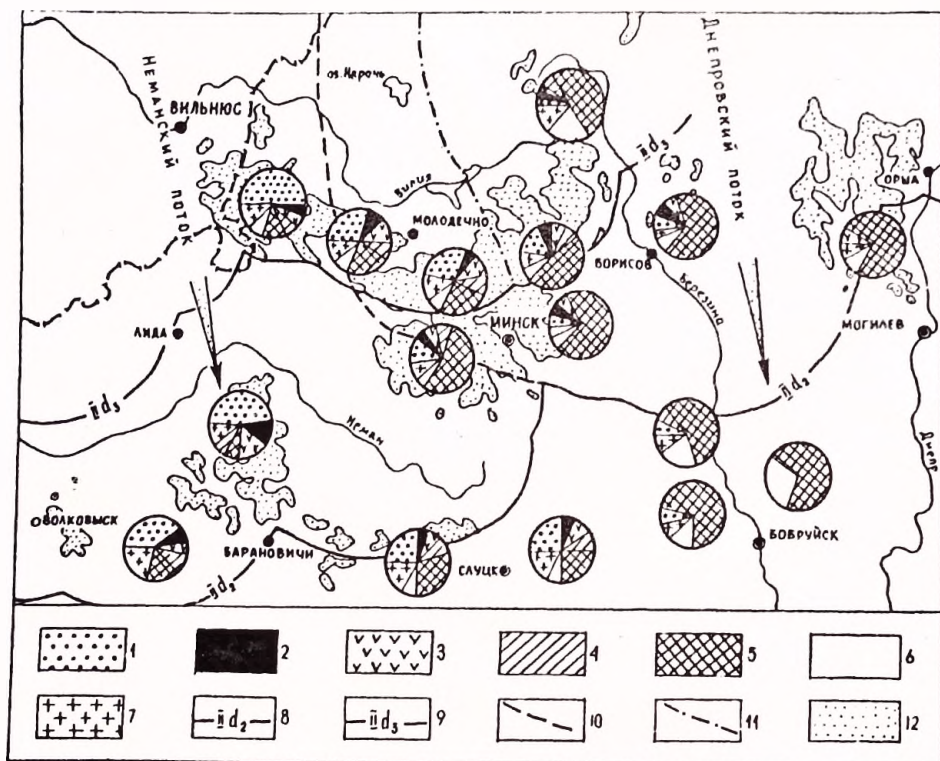


Рис. 22. Распределение ассоциаций руководящих валунов на поверхности Минской и Ошмянской возвышенностей (схема составлена по материалам С. Д. Астаповой, 1987). Провинции сноса: 1 – Аландские острова; 2 – дно средней части Балтийского моря; 3 – северная и 4 – средняя Швеция; 5 – юго-восточная Финляндия и северо-западные районы СССР; 6 – остров Гогланд; 7 – юго-западная Финляндия; 8-9 – границы ледников минской и ошмянской стадий соответственно; 10-11 – ледоразделы между потоками льда минского и ошмянского ледников соответственно; 12 – возвышенности

Минский подгоризонт часто доступен изучению в обнажениях. Среди отложений данного подгоризонта ведущее значение имеют моренные и переработанные в той или иной степени флювиогляциальные отложения, представляющие собой краевые морены напора, которые не образуют одного слоя по всей территории, а отличаются скибовой структурой. Минский подгоризонт состоит из систем скибовых гляциодислокаций (структурных слоев) нескольких фаз. При этом наиболее сложные в несколько этажей чешуйчато-надвиговые пакеты скучены ледником над западным склоном днепровского поднятия, а системы чешуй и складок меньшего масштаба развиты в пределах его восточной периферии.

В комплексе с напорными конечными моренами также выделяются водно-ледниковые отложения, особенно в зонах внешних склонов и понижений. Минские конечные морены причленяются друг к другу над поднятием днепровской стадии в виде угловых краевых образований, а вдоль дистальных окончаний Верхне-Неманской и Верхне-Березинской депрессий – в виде боковых и лопастных морен напора. Отложения минского комплекса на юге рассматриваемой территории, таким образом, предопределили обособление Ивенецкой ледораздельной возвышенности и отходящих от нее к юго-западу и востоку лопастных краевых образований.

Анализ структурных элементов, замеренных в минской морене на различных участках возвышенности, указывает на характерную для межлопастных краевых образований упорядоченность гляциодислокаций. Большинству плоскостей чешуй и осей запрокинутых складок конечной морены свойственны падения в проксимальном направлении. Можно полагать, что упорядоченность ориентации гляциоструктур и вещественного состава минского подгоризонта на территории Ивенецкой возвышенности объясняется струживанием конечно-моренного материала в межлопастной зоне, возникшей между Балтийско-Неманским и Березинско-Днепровским потоками во время минского повторного наступания.

Ошмянский стадийный подгоризонт. К северу от южной части Минской возвышенности в пределах Ошмянской разломной зоны и Плещеницко-Докшицкого поднятия в разрезах и рельефе фиксируется налегание толщи ледниковых отложений, последней для данной территории ошмянской стадии, на минскую морену. У ошмянского подгоризонта выявляется ряд особенностей строения и поверхности, отличных от минских морен и важных для установления его самостоятельного стадийного ранга. Ошмянскому подгоризонту принадлежит верхняя среднелейстоценовая толща гляциогенно деформированных ледниковых, водно-ледниковых и нормально лежащих аккумуляций над днепровским поясом поднятий в пределах Ошмянской разломной зоны и Плещеницко-Докшицким поднятием коренного субстрата и к северу от них.

Дислоцированная часть толщи ошмянской стадии оледенения налегает с несогласием на гляциогенные отложения предшествующей стадии и более древние образования, подвергшиеся в ошмянское время сильной экзарации. Стратиграфическое и структурное несогласия прежде всего отмечаются с проксимальной стороны доошмянского ледникового комплекса и в его пределах. С проксимальной стороны этого комплекса ошмянские дислоцированные слои срезают вплоть до коренного субстрата более древние антропогеновые отложения и пломбируют ложбины выдавливания. На самой территории поднятий, где находилась краевая зона ошмянского ледника, срезания, как правило, затрагивают толщу среднеантропогеновых накоплений. Большим объемам материала, выдавленного на неровностях ложа, соответствуют значительные мощности ошмянских ледниковых пород, которые колеблются от

15 до 90-120 м. Наибольшая мощность этих образований отмечена над проксимальными склонами отдельных поднятий диспривского пояса.

В районе Ошмянской и Логойской возвышенностей верхняя часть ошмянского подгоризонта вскрывается в ряде обнажений. Она здесь представлена преимущественно конечно-моренными отложениями, (основной мореной и водно-ледниковым материалом с гляциодинамической текстурой. Эта часть вышеуказанного подгоризонта имеет многочисленные гляциодислокации в виде чешуй и складок. Ошмянские конечные морены от минских отличаются широкое участие и местами преобладание в гляциодислокациях лимногляциальных тонких супесей и суглинков с ленточной слоистостью.

По данным исследования минерального состава фракции 0,2-0,1 мм (Балтрунас и др., 1984) и иных фракций (Климашаускас, 1965), в ошмянской морене на юго-востоке Литвы и западе Беларуси в сравнении с мореной минской стадии значительно увеличено содержание амфиболов (в среднем от 21 до 44%), ильменита (от 10 до 27%), кальцита (от 25 до 34%) и мусковита (до 2%), а также понижено количество глауконита (от 0,4 до 0%). Коэффициент отношения суммы "скандинавских" минералов (амфиболы, пироксены) к сумме местных (окислы и гидроокислы железа, циркон, эпидот, апатит), вычисленный В.А.Балтрунасом (1984), равен 1,86.

Сравнение морен по петрографическому составу гравийно-галечных обломков и руководящих валунов также показало отличие ошмянских конечных морен от Ивенецкой возвышенности, особенно контрастно выступающее в стыковой их зоне. В пределах более молодых возвышенностей ошмянские морены узнаются по максимальному количеству доломитов (25-30%), известняков и обломков кристаллических пород, а также по присутствию руководящих валунов, родиной которых являются северная Швеция, дно Ботнического залива и Аландские острова (Астапова, 1987; Астапова и др., 1980; Гаїгалас, 1959, 1965, 1989; Московский ледниковый покров, 1982; Шэмпель, 1979). Коэффициенты отношений кристаллических пород к осадочным и доломитов к известнякам нижнего палеозоя, по данным В.А.Балтрунаса и других (1984), составляют соответственно 1,7 и 2,9.

Морены ошмянской стадии обнаруживают более или менее заметные изменения минерального состава и петрографических групп гравия и гальки по простираению краевой зоны. В минеральном составе мелкопесчаных обломков наблюдаются только трудно уловимые различия на западном и восточном участках. На западном – Ошмянской возвышенности – в морене повышено содержание кальцита, пирита, турмалина, биотита, глауконита, граната, характерных для расположенных северо-западнее нижнепалеозойских пород (Раукас, 1978; Таваст, Раукас, 1982). В пределах же восточного участка – Логойской возвышенности – морена обогащена кварцем, полевыми шпатами, ильменитом, цирконом, гранатом и апатитом, обнаруживающими ясно выраженную унаследованность состава от девонских пород.

В моренах западного участка ошмянского пояса гляциодислокаций содержатся руководящие валуны Шведско-Балтийского региона сноса, а в гляциогенных отложениях восточного участка – обломки Карело-Финской питающей провинции (Шэмпель, 1979; Астапова, 1989). Зона смещения морен с различным минерально-петрографическим составом приходится на центральный участок пояса краевых образований, представленный в рельефе Ильянским угловым массивом (см. рис. 22). Эта зона отличается от минской тем, что она на 40-50 км смещена к северо-востоку, а ее ось развернулась почти на 80° к северо-западу.

В толще ошмянских отложений, как и в минской, выделяются комплексы конечных морен и водно-ледниковых образований нескольких фаз повторного наступания ледника. Конечные морены этих систем плотно сгучены,

в ряде случаев накладываются, срезают друг друга и воздымаются по направлению движения ледника. В отличие от минских гляциодислокаций опшмянские краевые морены и водно-ледниковые отложения в рельефе имеют вид гигантских дугообразных в плане Опшмянско-Логойских гряд. Общий абрис их усложнен фестончатостью, а на западном и центральном участках – угловыми массивами. Эти дугообразные ледниковые системы выражены в рельефе Опшмянской и Логойской возвышенностями.

По данным замеров плоскостных элементов структур напорных морен в Опшмянско-Докшицкой дуге, поверхности скольжения чешуй, плитчатых, полосчатых текстур, осевые поверхности складок наклонены в направлении бассейна Вилийской лопасти ледника. На наиболее выпуклом к югу участке дуги гляциодислокации причленяются к минским краевым образованиям с резким несогласием. В этой зоне сочленения субмеридионально ориентированные гряды минской стадии срезаются опшмянскими гляциодислокациями субширотного простиранья.

Водно-ледниковые отложения в ледниковых комплексах представлены флювиогляциальными и лимногляциальными аккумуляциями. Флювиогляциальные толщи залегают на наклонных частях и в понижениях поверхности формообразующей морены. Наибольшие по мощности и площади развития отложения приурочены к внешней зоне опшмянской системы, где они слагают флювиогляциальные гряды-валы, озы, камы, дельты и конусы выноса, долинные и площадные зандры. Лимногляциальные отложения развиты более избирательно: они характерны для площадей языковых бассейнов, замкнутых со всех сторон конечными моренами.

Как видно из вышеизложенного, верхний среднеплейстоценовый подгоризонт Логойской и Опшмянской возвышенностей сложен конечно-моренными отложениями и выражен орографическими комплексами, отличными от минских краевых образований. Все это свидетельствует о некотором сокращении и последующей подвижке ледника, перестройке динамического плана краевой зоны, выдавливании ранее сформированных ледниковых и приледниковых пород и создании у своего фронта маргинальных образований, что подтверждает самостоятельную опшмянскую стадию в формировании рельефа Логойской и Опшмянской возвышенностей.

Комплекс отложений верхнего звена.

Комплекс верхнеантропогеновых отложений объединяет образования муравинского межледникового и поозерского ледникового горизонта. Роль этих аккумуляций в формировании плейстоценового покрова и самостоятельных мезоформ небольшая, за исключением форм рельефа на западной и северо-западной перифериях Опшмянской возвышенности.

Муравинский межледниковый горизонт. В пределах возвышенностей отложения муравинского межледникового залегают в небольших, рассеянных по всему региону термокарстовых понижениях в кровле верхней морены преимущественно на водораздельных пространствах, а также в долинах рек (рис. 23). Обычно они перекрыты перигляциальными образованиями. По иному отложения этого межледникового залегают в пределах подножий западной части Опшмянской возвышенности и к северу от нее, где они либо покрыты соответственно гляциогенными и озерно-ледниковыми слоями или участвуют в строении краевых напорных морен поозерского (валдайского) ледника (Кондратене и др., 1984; 1986; Кондратене, Вонсавичюте, 1986; Гайгалас, Саткунас, 1989; Еловичева и др., 1989). В термокарстовых котловинах и западинах муравинские отложения представлены в основном озерными и озерно-болотными образованиями мощностью около 2-11 м, а в речных долинах, по

р.Усса – также аллювиальными отложениями, мощность которых 5-8 м (Вознячук, Вальчик, 1978) (рис. 24-26). Более детальное описание межледниковых муравинских отложений не входит в задачу исследования. Здесь укажем только на то, что последние в пределах возвышенностей весьма обстоятельно охарактеризованы в ряде работ (Вознячук и инш., 1978; Вальчик, Еловичева, 1985; Величкевич, 1982; Вознячук, Вальчик, 1978; Зубович, 1971; Кондратене, 1978; Кондратене и др., 1984; Кондратене, Вонсавичюте, 1984; Литвинок, 1981; Махнач, 1971; Хурсевич, Яловичава, 1979; Цапенко, Махнач, 1959 и др.).

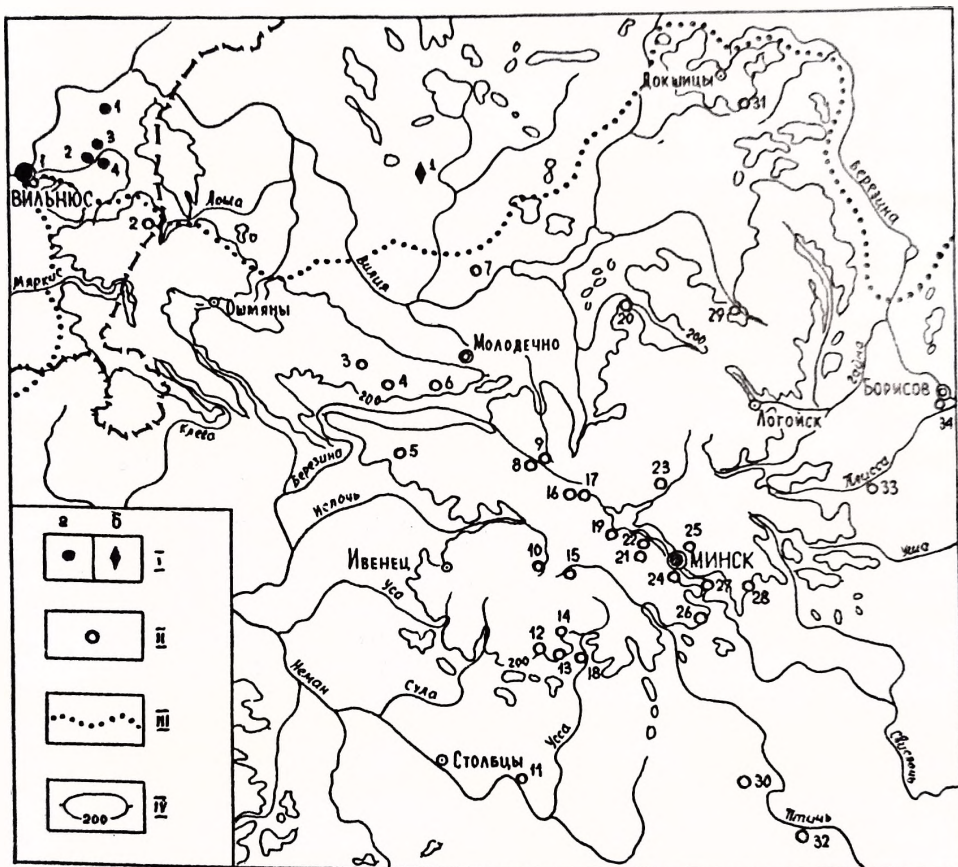


Рис.23. Схема расположения изученных разрезов с отложениями муравинского межледниковья. I - разрезы с муравинскими образованиями, перекрытыми поозерской мореной: а - нормально залегающие: 1 - Бездонне; 2-3 - Гайдунай; 4 - Мицкунай; б - дислоцированные: I - Дворец; II - разрезы с муравинскими аккумуляциями, покрытыми поозерскими перигляциальными образованиями: 1 - Киртима́й; 2 - Мядининка́й; 3 - Карачевщина; 4 - Совлово; 5 - Нарейки; 6 - Клопачи; 7 - Порсы; 8 - Залесье; 9 - Огородники; 10 - Ковшово; 11 - Замостье; 12 - Латушки; 13 - Малые Новоселки; 14 - Щегельщина; 15 - Дуличи; 16-17 - Хмелевка; 18 - Петковичи; 19 - Крыжовка; 20 - Владьки; 21 - Ярково; 22 - Тарасово; 23 - Нельдовичи; 24 - Мачулищи; 25 - Степянка; 26-27 - Асевка; 28 - Заямочное; 29 - Уболотье; 30 - Леоновичи; 31 - Гнездылово; 32 - Поречье; 33 - Яловица; 34 - Борисов; III - граница поозерского оледенения; IV - очертания возвышенностей по изогипсе 200 м

Поозерский ледниковый горизонт. Поозерские (валдайские) отложения встречаются хотя и ограниченно, но шире, чем муравинские. В пределах возвышенностей они представлены исключительно перигляциальными озерными, озерно-болотными, склоновыми, лессовидными и аллювиальными аккумулятивными отложениями.

мульциями мощностью от 0,5 до 9 м, а на проксимальных западных и северо-западных окраинах Ошмянской возвышенности и в Нарочано-Вилейской низине – также ледниковыми образованиями (Балтрунас и др., 1984; Басаликас, 1960, 1967; Басаликас, Швядас, 1976; Гайгалас и др., 1984; Ильин 1967; Микалаускас, 1964, 1966; Мицас, 1965; Юргайтис и др., 1967 и др.). Наиболее широко в пределах возвышенностей развиты маломощные (до 2-3 м) склоновые солифлюкционные и делювиальные отложения, иногда с криогенными формами по ледяным жилам.



Рис.24. Термокарстовая западина в поверхности центральной (гребневой) части Ошмянской возвышенности у д.Карачевщина Сморгонского района

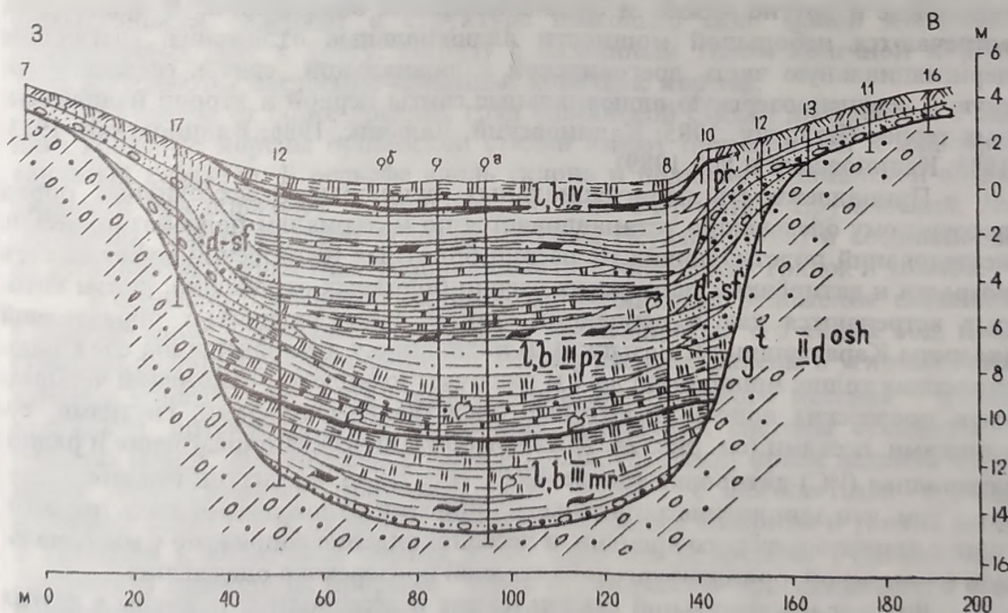


Рис.25. Геологический разрез заполнения термокарстовой котловины у д.Карачевщина (по Л.Н.Вознячуку и др., 1978)

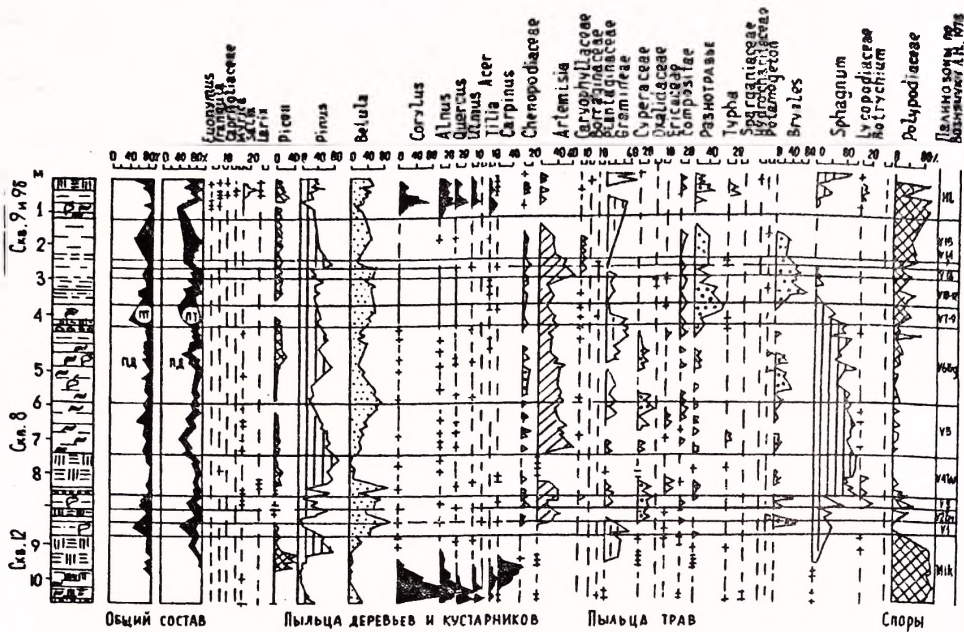


Рис. 26. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма муравинских межледниковых, поозерских перигляциальных и голоценовых отложений, которые заполняют термокарстовую котловину у д. Карачевщина (составили Л.Н.Вознячук и Е.П.Рунец по материалам Н.А.Махнач)

Участки развития этих отложений прослеживаются по склонам и подножьям почти всех гряд, холмов, в пределах отрицательных форм. Лессовидные породы получили развитие преимущественно на подветренных восточных, южных и юго-восточных склонах возвышенностей, где покровами мощностью до 8 м (Мотуз, 1966; Стецко, 1969) перекрывают небольшие участки на абсолютных высотах около 300-180 м краевые среднеантропогенные, склоновые и другие ниже- и среднепоозерские образования. В прадоллинах встречаются небольшой мощности аллювиальные отложения, слагающие перигляциальную часть дреговичской аллювиальной свиты, среднепоозерскую и верхнепоозерскую аллювиальные свиты первой и второй надпойменных террас (Вальчик, 1985; Калиновский, Вальчик, 1986; Калиновский, 1973, 1983; Калиновский и др., 1989).

Принадлежность перигляциальных склоновых и лессовидных пород поозерскому оледенению устанавливается по материалам палеоботанических исследований подстилающих их озерно-болотных накоплений муравинского возраста и датировкам поозерских озерно-болотных отложений, линзы которых встречаются как в основании, так и среди склоновых образований (разрезы Карачевщина и Вязьнка). В котловине у д.Карачевщина сложенно-строенная толща мощностью до 9 м включает комплексы отложений четырех-пяти поозерских водоемов, которые представлены торфами, гиттиями, суглинками, песками (см. рис. 24, 25). Палеоботанические определения и радиоуглеродная (^{14}C) датировка (более 42600 лет, ЛУ-77А) гиттии свидетельствуют о том, что заполнение западины склоновыми отложениями здесь происходило с раннепоозерского времени, а лессонакопление сопряжено с максимальной (оршанской, бренденбургской) стадией поозерского оледенения.

Возраст максимальной стадии имеют и лессовидные покровы в других местах возвышенностей. Это обосновывается радиоуглеродной датой торфа у д.Вязьнка из западины (37200±910 лет: ЛУ-150), прикрытой сверху лессовидной супесью мощностью 2 м (Вознячук и др., 1976). Перигляциальные отло-

жения и подстилающие их более древние верхне-, среднсантропогеновые породы подверглись морозным деформациям и содержат многочисленные криотурбации инвалюционно-инъективного типа и псевдоморфозы по ледяным жилам.

Лессовидным образованиям экстрагляциальной полосы оледенения на северном и западном склонах и у подножья Опшмянской возвышенности соответствует комплекс поозерских ледниковых отложений. Этот комплекс по своему стратиграфическому объему соответствует подгоризонту и относится к самой поздней оршанской (грудаской) максимальной стадии последнего оледенения. Поозерская толща ледниковых отложений залегает на невысоких отметках склонов возвышенности и днищах депрессий у ее подножья, где перекрывает опшмянскую морену, муравинские и раннепоозерские отложения. Мощность поозерских образований обычно не превышает 25 м, однако в пределах ряда опшмянских угловых выступов составляет 25–35 м.

Поозерская толща на северном и западном склонах Опшмянской возвышенности состоит из конечноморенных и водно-ледниковых отложений, принадлежащих нескольким фазам и осцилляциям ледника. Конечноморенные образования в наибольшей степени сложены дислоцированными моренными и песчано-гравийными отложениями. Поозерская морена представлена красно-бурыми суглинками, реже супесями, глинистая, содержит много глауконита, фосфатов и сульфидов (Гайгалас, 1989). В петрографическом составе гравийно-галечных обломков отмечено значительное содержание известняков нижнего палеозоя и не столь большое – доломитов, песчаников, кристаллических пород и других известняков (Балтрунас и др., 1984). Кроме того, грудаская морена отличается ассоциацией балтийских пород (Гайгалас, 1989).

Структурные особенности поозерских конечных морен проявляются во многих обнажениях, расположенных вдоль подножья западной части Опшмянской возвышенности. Эти морены отличаются мелкочешуйчатой и складчаточешуйчатой структурой. Над опшмянскими угловыми выступами скученность скиб повышена, часто наблюдается их многоэтажность и содержание отторженцев песка. Обычно же поозерские конечные морены подножья Опшмянской возвышенности содержат в структуре несколько скиб малой мощности, причлененных друг к другу. Наряду с названным типом конечной морены здесь встречаются наслоенно-насыпные конечные морены.

В отличие от более древних гряд опшмянской стадии днепровского ледника конечные морены оршанской стадии имеют прерывистый и мелкофестончатый характер. В рельефе вдоль склона и подножья Опшмянской возвышенности они образуют небольшие, не ясно очерченные Ерузальский, Лиглаукский, Буйвиджяйский угловые массивы (Кудаба, 1986) и соединяющие их дугообразные лепастные разорванные цепочки мелких грядок и холмов.

В строснии поозерской толщи водно-ледниковые отложения, связанные с омертвлением ледникового покрова и деятельностью его талых вод, представлены разнообразными фациями. Весьма распространены в угловых зонах камовые образования, а на северо-западе Вялоченского массива – озовые отложения, опускающиеся в прадолину Нямежской системы суходолов. В пределах низин, дренируемых р.Кена и Лоша, где между краем ледника и массивом подпруживался приледниковый бассейн с абсолютным уровнем несколько выше 190 м, залегают лимногляциальные алевролиты и тонкие пески. В западном и восточном бортах этого бассейна прорезаны Рудаминская и Лошинская прадолины прорыва. Через Рудаминскую прослеживаются флювиогляциальные отложения до более низких отметок западного подножья Опшмянской возвышенности, где их замещают образования подпруженных водосемов (Басаликас, 1960, 1967; Кудаба, 1969). По Лошинской долине прорыва аккумуляции, оставленные флювиогляциальными потоками, протяги-

ваются в Соловский урштром, располагающийся между ледником и северо-восточным склоном Мядининского массива на уровне около 180 м.

Край ледника хорошо отмечается по накопленной у его основания полосе образований слившихся дельт. Продолжение отложений оршанской дренажной системы прослеживается через Минскую возвышенность по сквозной долине р. Вилия – Поня (высота порога 167-170 м) в Верхне-Березинскую низину. Окончательные черты покрова поозерских ледниковых отложений сформировали заандры, развитые вдоль западного подножья Ошмянской возвышенности (Басаликас, 1960, 1967; Kudaba, 1980; Микалаускас, 1964, 1965, 1966, 1978, 1985), а в пределах Нарочано-Вилейской низины эту роль сыграли лимногляциальные отложения, залегающие ниже отметок 170-167 м и перекрывающие аккумуляции более ранних фаз поозерского оледенения (Ильин, 1967) во время последующих этапов интенсивного таяния льда.

Отмеченный характер гляциогенных образований на западных и северных склонах и подножьях Ошмянской возвышенности, а также палеонтологические данные и радиоуглеродное датирование (Калиновский и др., 1989) позволяют рассматривать этот комплекс как систему краевых сооружений максимальной стадии поозерского ледника. Граница предельного распространения этого оледенения показана на рис. 23.

Голоценовый горизонт. На перигляциальных образованиях поозерского горизонта и среднеантропогенных отложениях Минской и Ошмянской возвышенностей локально встречаются озерно-болотные, болотные, аллювиальные, склоновые и техногенные аккумуляции голоценового горизонта. Озерно-болотные и болотные слои тяготеют к понижениям водораздельных пространств и к гляциодепрессиям (Вознячук и др., 1971; Кабайлене, 1965). Аллювиальные отложения слагают высокую и низкую поймы рек бассейна Березины и Птичи, а также поймы и первые надпойменные террасы рек бассейна Немана (Басаликас, 1960; Дварецкас, 1963, 1976; Калиновский, Вальчик, 1986; Калиновский, Литвинюк, 1979). Делювиально-пролювиальные образования приурочены к нижним частям, подножьям краевых образований и устьям оврагов, секущих склоны (Воложинский овраг и др.), где слагают небольшие шлейфы и конусы выноса (Махнач, Камышенко, 1988). Техногенные образования характерны для небольших по площади участков, которые рассечены глубоко врезанными трассами дорог, траншеями каналов, карьерами или перекрыты насыпным материалом. Техногенные отложения формируют дорожные и карьерные насыпи, довольно крупные отвалы – песчаные ровные площади и холмы.

Мощность голоценовых отложений не превышает 10-15 м, поэтому в строении возвышенностей их роль незначительна. Слои голоценовых образований лишь сглаживают рельефность возвышенностей.

ВЫВОДЫ

Материалы, приведенные в настоящей главе, позволяют подчеркнуть следующие важнейшие особенности строения антропогенного покрова. В пределах Минской и Ошмянской возвышенностей покров антропогенных отложений распространен неравномерно. Особенностью изменения мощностей является связь со структурой и разломными зонами коренного основания. При этом основные участки увеличенной мощности приурочены к останцовым выступам и ложбинообразным врезам, сосредоточенным в районе присводового участка Белорусской антеклизы и Ошмянской разломной зоны. Плейстоценовые отложения здесь в 2-2,5 раза более мощные, чем на соседних территориях.

Антропогенный покров сформирован отложениями ледниковых и межледниковых горизонтов. Главную роль в сложении антропогенного покрова играют ледниковые горизонты, представленные преимущественно мощными гляциогенными и водно-ледниковыми отложениями наревского, березинского и днепровского оледенений. Аккумуляции поозерского оледенения являются перигляциальными образованиями и только на западных и северо-западных склонах и подножьях Ошмянской возвышенности – слоями ледниковой формации. Межледниковые горизонты маломощные, разрозненные по площади и имеют весьма незначительную роль в образовании антропогенного покрова. Среди межледниковых горизонтов в антропогенном покрове возвышенностей палеоботаническое обоснование получили беловежский, александрийский и муравинский. Днепровско-минские отложения по фациальному составу и пыльце представляют собой перигляциальные и собственно приледниковые аккумуляции.

Каждый ледниковый горизонт имеет двучленное строение: снизу – облекающе развитые ледниковые аккумуляции, сверху – конечноморенные образования. Облекающая морена сформировалась во время достижения ледником предельных границ, конечные морены – в ходе деградации ледникового покрова в стадии и фазы повторного наступания. Ведущую роль в разрезах ледниковых горизонтов играют конечноморенные аккумуляции, насаженные на ранее отложенный слой. Конечные морены группируются в два закономерно построенных ледниковых комплекса над Ивенецко-Дзержинским выступом и Ошмянскими приразломными поднятиями рельефа коренного субстрата. Гляциогенные толщи, приуроченные к Ивенецко-Дзержинскому выступу, скучены ледником в межлопастные конечные морены предпоследней стадии (фазы) повторного надвигания ледника, перекрывающего всю территорию возвышенностей. Конечные же морены, расположенные с проксимальной стороны и соответствующие субширотному простиранию Ошмянской разломной зоны, представляют собой фронтальный красовой комплекс последней для данной широты стадии оледенения.

Морены и водно-ледниковые слои в стадии и фазы повторного наступания на территорию поднятий коренного субстрата ледника подвергались гляциодислокациям, тогда как на соседних площадях сохраняли преимущественно горизонтальное залегание. Среди гляциодислокаций преобладают надвиговые чешуи, часто накладывающиеся у поднятий коренного основания в несколько ярусов. Это предопределяет значительную мощность конечных морен, по сравнению с соседними территориями. Развитие гляциогенных толщ повышенной мощности нижне- и среднеантропогенных конечноморенных отложений предопределяет в свою очередь обособление над присводовым участком Белорусской антеклизы и Ошмянской разломной зоной соответственно углового массива и фронтальных положительных форм в рельефе поверхности всех ледниковых горизонтов.

Наиболее существенная роль в образовании возвышенностей принадлежит днепровскому горизонту, представленному самыми мощными гляциогенными и водно-ледниковыми отложениями собственно днепровской (максимальной) стадии развития ледника, минской и ошмянской стадий повторного наступания. При этом основная морена максимальной стадии днепровского оледенения формирует цоколи мезоформ, а наложенные на них напорные конечноморенные образования минской и ошмянской стадий – гряды соответственно Ивенецкой и маргинальных Логойской и Ошмянской возвышенностей. В строении основных гряд участвует не более двух третей мощности конечных морен.

СТРУКТУРА И МОРФОЛОГИЯ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Основные черты гляциоморфологии возвышенностей

Современный облик рельефа Минской и Ошмянской возвышенностей подчеркивает важнейшие особенности субантропогенной поверхности и в еще большей мере отражает неровности кровли наревской, березинской конечной морены и особенно днепровской основной морены. По своей природе рельеф является ледниковым. Определяющее значение в его формировании принадлежит плейстоценовым оледенениям, главным образом днепровскому. Современные ледниковые формы возвышенностей несут на себе значительные следы эрозионно-денудационного преобразования.

Основные черты поверхности Минской и Ошмянской возвышенностей предопределяются сочетанием форм крупного грядово-холмистого, массивно-холмистого и волнистого или плоского денудационного рельефа. Общим для его форм является их высокое гипсометрическое положение (200-346 м). Значительное превышение (от нескольких десятков метров до 190 м) форм такого рельефа над прилегающими равнинами и низменностями предопределяет обособление возвышенностей, которые в большинстве случаев с проксимальной стороны ограничены отчетливыми склонами, а с дистальной — очень пологими и длинными. Характерной чертой названных типов рельефа является их закономерное зональное расположение в пределах возвышенностей, что подчеркнуто в работе О.Ф.Якушко (1949), Л.Н.Вознячука и М.М.Цапенко (1971).

Краевые ледниковые образования Минской и Ошмянской возвышенностей отличаются от других крупных форм Белорусской гряды как разновозрастные, морфологически сложно выраженные в рельефе ледниково-аккумулятивные сооружения. В современном морфологическом облике краевых образований выделяется Ивенецкая ледораздельная макроформа минской стадии и ошмянские стадияльные гряды, которые распадаются на Ошмянскую и Логойскую маргинальные возвышенности (рис. 27).

В отличие от Ивенецкой возвышенности ошмянские стадияльные гряды менее компактны; дугообразные с фестончатыми краями. Их простираение подчеркивается южным изгибом реки Вилия. Закономерное пространственное сочетание краевых образований и свисания долины Вилии — свидетельство генетического единства макроформ ошмянской стадии (Горетский, 1984). В плановом расположении ледораздельной Ивенецкой и маргинальных Логойской и Ошмянской морфоскульптур отчетливо выражены угловые несогласия, прослеживающиеся в зоне их сочленения.

В пределах каждой стадияльной возвышенности формам рельефа свойственна тенденция к поднятию по направлению к центру: например, на Ивенецкой возвышенности от 180 м (дистальные гряды) до 346 м (центральные гряды). Некоторое отклонение от этого намечается только на самом вы-

пуклом к югу участке дугообразной Логойской макроформы, где максимальные отметки приурочены к ее внешней полосе, а на север немного снижаются. В общем ледораздельная возвышенность минской стадии занимает несколько более высокое гипсометрическое положение, чем ошмянские стадийные гряды.

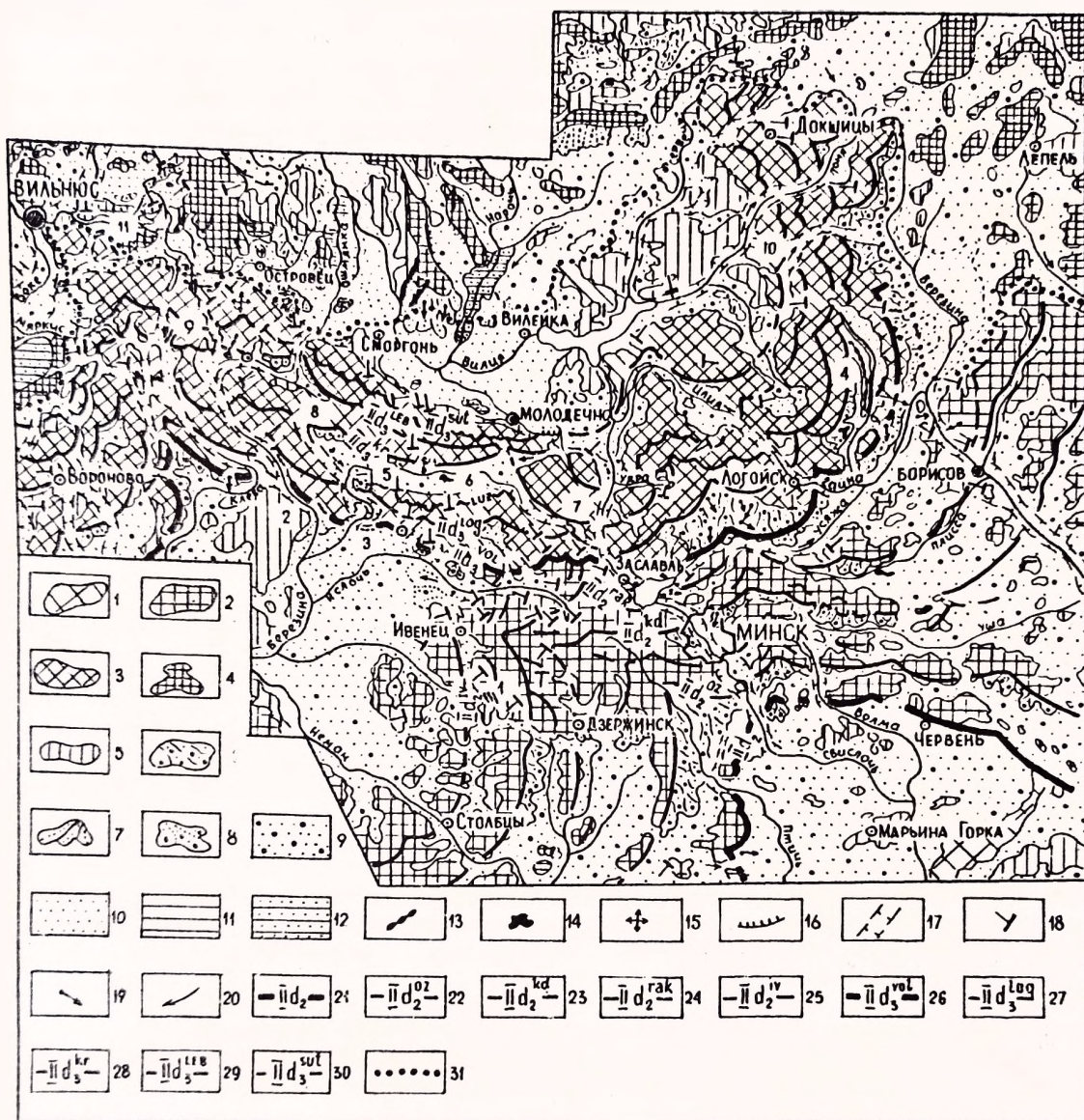


Рис. 27. Схема краевых ледниковых образований Минской и Ошмянской возвышенностей. 1 - конечные морены могилевской фазы; 2 - фазальные конечноморенные образования минской стадии; 3 - ошмянские конечные морены; 4 - конечные морены поозерского оледенения; 5 - основная морена; 6 - флювиогляциальные гряды и валы; 7 - предледниковые дельты; 8 - конусы выноса; 9 - зандры; 10 - лимногляциальные пески; 11 - ленточные глины; 12 - лимногляциальные площади, сложенные глинами и песками; 13 - озы; 14 - камы; 15 - гляциокупола; 16 - камовые террасы; 17 - ложбины стока талых ледниковых вод; 18 - простираие гляциодислокаций; 19 - азимут падения косых серий флювиогляциальных образований; 20 - уклон стока; границы: 21 - минской стадии; 22 - озерской фазы; 23 - койдановской фазы; 24 - раковской фазы; 25 - ивенецкой фазы; 26 - ошмянской стадии; 27 - логойской фазы; 28 - кревской фазы; 29 - лебедевской фазы; 30 - сутковской фазы; 31 - граница поозерского ледника

Ивенецкая возвышенность и фронтальные Логойская и Ошмянская отличаются также рельефом поверхности. Если массивно-холмистая поверхность является отличительной особенностью Ивенецкой возвышенности, то на Ошмянской и Логойской макроформах значительные по площади терри-

тории характеризуются крупногрядовым, полого-волнистым и плоским рельефом.

Таким образом, наряду с наличием у разновозрастных стадияльных красных возвышенностей общих особенностей наблюдаются и весьма существенные различия, что в первую очередь, проявляется в плановом расположении и морфологии рельефа поверхности.

Вследствие того, что Ивенецкая, Логойская и Ошмянская возвышенности отличаются специфическим строением, рельефом и отражают тектонические черты территории и своеобразные проявления гляциотектонических процессов, такие морфоскульптуры можно рассматривать как самостоятельные геоморфологические районы (рис. 28).

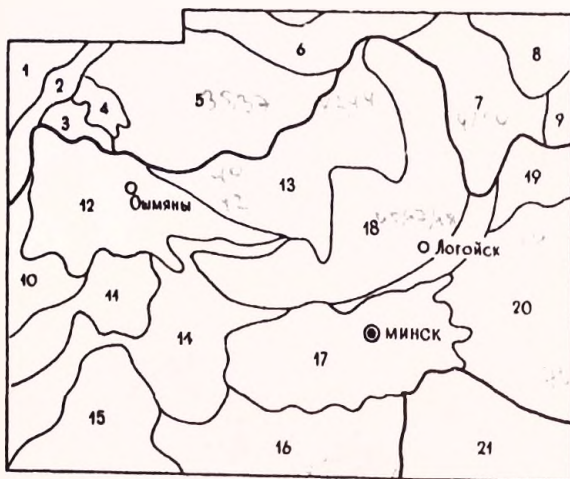


Рис. 28. Схема геоморфологического районирования центральной Беларуси. Составлена с привлечением данных А.В.Матвеева и др. (1988) и Л.Н.Вознячука (1975). Границы геоморфологических областей обозначены жирными линиями, районов — тонкими. Область Поозерья: 1 — Балтийская конечно- и холмисто-моренная гряда; 2 — Жеймяно-Мяркиская зандровая равнина; 3 — Вильняльская озерно-ледниковая и зандровая низина с грядами конечных морен; 4 — Буйвиджкэйская напорная конечноморенная возвышенность с камами; 5 — Нарочано-Вилейская озерно-ледниковая и зандровая низина с грядами конечных морен, крупными озерами; 6 — Свенцянские конечно- и холмисто-моренные гряды с камами и озерами; 7 — Верхне-Березинская зандровая и озерно-ледниковая низина; 8 — Ушачско-Лепельская конечно- холмисто-моренная возвышенность; 9 — Лукомльская моренная возвышенность. Область Белорусской гряды: 10 — Вороновская водно-ледниковая и моренная равнина с конечными моренами; 11 — Лидская моренная равнина с ложбинами стока и зантрами; 12 — Ошмянская напорная конечноморенная возвышенность с камами, озерами в межгрядовых понижениях; 13 — Верхне-Вилейская моренная и озерно-ледниковая низина; 14 — Верхне-Неманская водно-ледниковая и аллювиальная низина; 15 — Новогрудская напорная конечноморенная возвышенность; 16 — Столбцовская моренная равнина с конечными моренами; 17 — Ивенецкая напорная конечноморенная возвышенность; 18 — Логойская напорная конечноморенная возвышенность; 19 — Холопеничские конечноморенные гряды; 20 — Центральнoберезинская моренная и водно-ледниковая равнина с конечными моренами. Область равнин Предполесья: 21 — Пуховичская водноледниковая равнина

Прежде чем выяснить строение возвышенностей следует обратить внимание на соседние низменности и равнины. Наиболее отчетливо выражены те из них, которые с проксимальной стороны ограничивают ансамбли моренных дуг возвышенностей. Такие низменности представляют собой понижения на месте крупных растаявших лопастей ледника. Примеры макроформ этого типа: Верхне-Неманская, Верхне-Березинская, Нарочано-Вилейская и Восточно-Литовская низменности. Поверхность этих низменностей характеризуется преимущественно равнинным рельефом и залегает не выше 140-167 м над уровнем моря.

Другой характерный для подножий возвышенностей тип макроформ представлен равнинами. Они прослеживаются с востока и юга Ивенецкой возвышенности и также имеют крупные размеры. Такими макроформами являются Центральнo-Березинская и Столбцовская равнины. В их пределах высота поверхности достигает 170-180 м, а на ряде участков еще больших значений. Их рельеф пологоволнистый. Характерной особенностью поверхности рассматриваемых образований являются узкие гирлянды пологих гряд

и увалов, прослеживающихся от Ивенецкой макроформы к Новоградской и Оршанской возвышенностям. Такие формы достигают отметок 190-236 м.

Ивенецкая ледораздельная возвышенность

Ивенецкая возвышенность (Ивенецко-Минский моренный массив) расположена в южной части Минской между Верхне-Неманской и Верхне-Березинской низинами. Вершиной она обращена к западу-северо-западу, имеет вытянутую по тому же направлению плановую форму и асимметричную куполообразную форму в разрезе с более высокой западной частью. Высота поверхности от 180 до 346 м (г. Дзержинская), над прилегающими низинами возвышенность поднимается на 150-190 м.

Высокое гипсометрическое положение Ивенецкой возвышенности и ее обособление в виде крупной формы рельефа предопределено мощной формообразующей толщей минских ледниковых отложений, выклинивающихся с дистальным юго-восточным окончанием этой макроформы. Возвышенность своей западной более высокой частью, как отмечалось, накладывается на доминское поднятие, а восточной тыловой зоной налегает на его дистальный склон и заканчивается в Центрально-Березинской равнине. В рельефе проступают существенные различия (несогласия) простираний минской системы краевых образований и более древних фазияльных комплексов максимальной стадии. Восточнее г. Червень отчетливо видно, как субмеридионально ориентированная гирлянда краевых форм срезается более молодыми минскими конечно-моренными образованиями субширотного простирания (см. рис. 27).

Ивенецкую возвышенность составляют повышенные, куполовидные и всхолмленные, приуроченные к гребневой части поднятия и обрамляющие с внутренней стороны, надстраивающие эти моренные ядра вширь серии гряд и гряд-увалов, которые от центральной части возвышенности отклоняются на восток-северо-восток и юг-юго-запад. Грядовые серии чередуются с глубокими и длинными крутосклонными ложбинами стока.

Несмотря на индивидуальные структурно-фациальные и морфологические особенности разных грядово-холмистых систем, в строении их в определенной последовательности повторяются отложения общих групп фаций: флювиогляциальных приледниковых дельт и конусов выноса, различных краевых морен, внутриледниковых озов, флювиокамов и т.д. Эта закономерность в расположении аккумуляций разных групп фаций в пределах зоны минского стадияльного рельефа, характерная, кстати, и для других краевых возвышенностей, только с несколько иным набором фаций (Кудаба, 1969, 1972; Карабанов, 1983, 1987; Зусь, 1986; Феденя, 1986), позволяет установить основные комплексы фазияльных подвижек и остановок ледника. В строении и морфологии Ивенецкой ледораздельной возвышенности выделяются пять не совсем идентичных, с индивидуальными структурно-фациальными и морфологическими особенностями фазияльных комплексов с собственными названиями. Для них взяты наименования населенных пунктов территории Ивенецкой возвышенности (от внешнего склона к внутреннему): шацкий комплекс назван по д. Шацк Пуховичского района, озерский – по д. Озеро Узденского района (Вальчик, 1981), койдановский – по станции Кайданово (г. Дзержинск), раковский – по д. Раков и ивенецкий комплекс – по г.п. Ивенец Воложинского района.

Шацкий фазияльный комплекс, расположенный в дистальной части Ивенецкой возвышенности между гляциодепрессиями оз. Дикое и р. Уса, имеет в поперечнике около 1-4 км, среднюю высоту – около 190 м, максимальную – 240 м, над днищами прилегающих гляциодепрессий возвышается на 15-25 м,

максимально – на 70 м. На его дистальных периферических участках располагаются гряды-увалы, наслоенные чередующимися песчано-гравийными и гравийно-галечными отложениями, которые иногда на присклоновых частях имеют текстуры ледникового контакта и прикрыты суглинисто-идебнистым чехлом, а на внешних склонах – полого спускаются в дистальном направлении (рис. 29). Эти образования на ровной Центрально-Березинской равнине переходят в плоские обширные песчаные и песчано-гравийные зандры: Среднепечичский, Волмянский (Дементьев, 1960). В отличие от внешнего участка шацкого комплекса центральная часть гряды состоит из слоев флювиогляциального материала, реже – пачек морены с текстурами движения по плоскостям внутренних сколов. В структуре этой зоны преобладают напорные, причлененные друг к другу (но не накладывающиеся) чешуи, круто падающие в направлении лопастных гляциодепрессий. Шапки образования в пределах лопастных бассейнов представлены преимущественно донной и абляционной мореной.

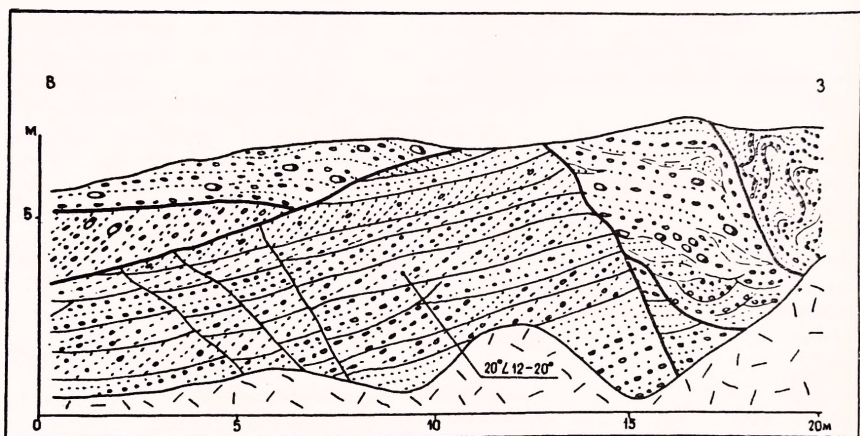


Рис. 29. Строение формообразующей толщ наслоенных песчано-гравийных и гравийно-галечных отложений минской стадии с гравитационными складками и сбросами на внешней части Ивенецкой возвышенности

Озерский фазильный комплекс расположен в средней части Ивенецкой возвышенности между гляциодепрессиями бассейна р. Усса и Уша, имеет клинообразную форму до 38 км в поперечнике, максимальная абсолютная высота его 333 м, над прилегающими равнинами он возвышается на 20-30 м, максимально – на 153 м. В строении озерского комплекса наиболее отчетливо виден межлопастной характер краевых образований. Состоит комплекс из мощных толщ ледниковых и водно-ледниковых отложений чешуйчато-надвиговой структуры. В центральной части возвышенности преобладают морены напора межлопастного сжатия в виде крупных куполовидных сооружений, а в пределах веерообразно расходящихся от них гряд – морены напора фронтального давления лопастей ледника. Спускаясь по грядам с гребневой части возвышенности, озерский краевой комплекс расщепляется на несколько серий осцилляторных краевых образований (см. рис. 27). В открытых зонах с внешней стороны этих гряд простираются пологонаклоненные к югу и юго-востоку в сторону гляциодепрессий и сквозных проходов покровы отложений ледниково-флювиогляциальных форм, конусов выноса, дельт и зандров. В

рельефе отложения формируют длинные субмеридиональные валы, конусообразные холмы и волнистые формы, разделенные слабо выраженными ложбинами стока талых вод.

Перед краевыми моренами в языковых бассейнах шапкой и озерской фазы серии галечно-гравийного и песчано-гравийного материала перекрывают более древний моренный рельеф и образуют ровные гляциодепрессионные задрры. Самые низкие места межгрядовых равнин по долинам р.Березина у д.Окунь, Глухой Ток, Жуковец, Уздянка вблизи д.Теляково, Заболотье, р.Лоша у д.Басмановка выстланы сериями ленточных образований общей мощностью 1,2-12,9 м. Моренные отложения языковых бассейнов озерской фазы, вскрывающиеся в речных долинах и разрезах, представлены преимущественно основной мореной с текстурами пластического течения льда.

Койдановский фазальный комплекс по отношению к озерскому расположен с проксимальной стороны между гляциодепрессиями р.Перетуть и Плисса, имеет ширину до 10 км, вершина достигает 346 м (г.Дзержинская), над окружающими грядами она возвышается на 45-50 м, а над низменностями – до 176 м. Структуру конечных морен этого комплекса образуют чешуйчато-надвиговые блоки водно-ледниковых и моренных отложений. На угловом участке массива чешуя толщиной 4-6 м накладываются друг на друга и воздымаются к ледоразделу со стороны допастей, в результате чего создается мощное многоярусное скибовое сооружение, усложненное пликативными и дизъюнктивными нарушениями более мелкого ранга. Этому сооружению соответствует самое высокое сводовое поднятие рельефа – гора Дзержинская (рис. 30). На фронтальных участках описываемого комплекса надвиговые чешуи перемещены и сгружены ледниковыми допастями в виде серий, пакетов, выстроенных друг за другом “в затылок”. Слои в пакетах наклонены к внутренним частям комплекса. Серии чешуйчато-складчатых гляциоструктур образуют на этих участках субпараллельный крупно-грядовый рельеф (рис. 31).

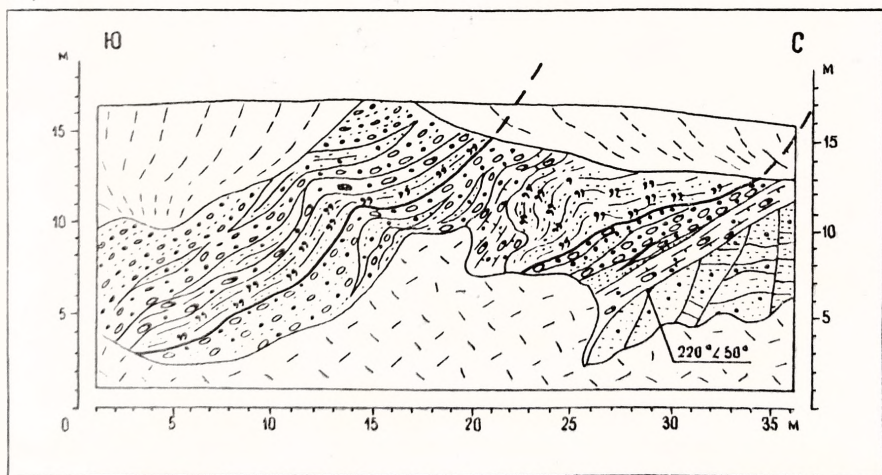


Рис. 30. Строение приподнятой части скибового сооружения в разрезе г.Дзержинской (0,5 км к западу от д.Скирумунтово Дзержинского района)

Во внешней части койдановского комплекса появляются скопления песчано-гравийных отложений. Нередко здесь скопления из песчаного и песчано-гравийного материала создают на грядовых напорных моренах камовые нащелпки. На свободных для стока ледниковых вод участках тыловой части

комплекса, обращенных к сквозным понижениям Свислочи, Волмы, Плиissy и Перетути, с хорошо выраженными дистальными уклонами встречаются флювиогляциальные грядки-увалы, конусы выноса, дельты, камы и другие. Такие формы создавались в эрозионных и абляционных понижениях ледника, охваченного таянием. Эти образования построены из разных по мощности песчано-гравийных и песчано-гравийно-галечных отложений, горизонтально- и косослоистых, иногда усложненных просадочными деформациями. В рельефе флювиогляциальные грядки, гривы, конусы выноса и дельты разделены ложбинами. Особенно хорошо такой рельеф представлен в бассейне Свислочи в пределах Минска и его окрестностях в межфазиальной гляциодепрессии. Вдоль внешних подножий койдановского фазиального комплекса развиты напластования зандровых слоев. Иногда в виде небольших линз (100-300 м в поперечнике) встречаются озерно-ледниковые глины и суглинки в гляциодепрессии на междуречье Уссы и Немана (д.Куль Узденского района).



Рис. 31. Субпараллельно-крупно-грядовый рельеф, образуемый чешуйчато-надвиговыми гляциоструктурами койдановского фазиального комплекса в окрестностях д.Юржишки Воложинского района

Внутренние зоны лопастных бассейнов конечных морен койдановского комплекса, ныне дренируемые р.Перетуть и Плисса, выстланы красно-бурой основной мореной с захваченными породами ложа, слоистостью, сланцеватостью и другими признаками активного движения ледника. На поверхности морена перекрыта абляционным слоем или слоем переслаивающихся песков и песчано-гравийных отложений с падением косых серий к юго-востоку. Слой морены и подстилающих водно-ледниковых песков на дистальном борту ложбины р.Плисса имеют местами гляциотектонические деформации чешуйчато-надвигового типа. Поверхность этих образований подчеркивается пологоволнистым и увалисто-холмистым рельефом. На придолинных более низких участках лопастных бассейнов моренные слои перекрываются зандровыми аккумуляциями раковской фазы, в результате чего образуются обширные ровные площади.

Раковский фазиальный комплекс краевых образований причленяется с запада к наиболее высоким поднятиям массива койдановской фазы и располагается между ложбинами выпахивания, наследуемыми р.Сула, Вяча, Усяжа, Гайна. Раковский комплекс имеет клинообразную форму, но со второстепен-

ными фестонами, показывающими раздел краевой зоны лопастей ледника на более мелкие языки льда. Такие грядообразные гляциоструктуры примыкают к койдановским с угловым несогласием. Наблюдаются даже срезания более древних краевых образований раковскими, как, например, в зонах сочленения на западе Ивснецкой возвышенности. Высота поверхности краевых образований раковской фазы от 180 до 340 м, над прилегающими ложбинами выплавления возвышаются на 50-100 м, максимально – на 170 м.



Рис. 32. Выражение в рельефе (а) и строение грядообразующей толщи водно-ледниковых и моренных пород раковской фазы с чешуйчато-надвиговыми гляциоструктурами (б) восточнее д.Пережир Воложинского района

Раковские конечные морены характеризуются отчетливо выраженной чешуйчато-блоковой структурой и частой многоярусностью скиб. Выходя-

шие друг из-под друга блоки моренных и водно-ледниковых пород толщиной 5-7 м образуют в угловых участках пакеты чешуй, воздымающиеся по направлению ледораздельной зоны, а на фронтальных участках ракета скиб, поднимающихся в сторону движения лопастей. Так как эти морены возникли под воздействием многочисленных микроязыков ледника, осуществлявшего, вероятно, осцилляции, образовались мощные конечноморенные гляциоструктуры из нескольких этажей скиб в виде угловых и фронтальных морен напора, создающих в рельефе небольшие всхолмленные межязыковые массивы и соединяющие их серии крупных гряд (рис. 32). Такие сооружения обычно усложнены гляциодиапировыми телами и имеют вторичные смещения по сбросам или взбросам. Иногда на поверхности гляциоструктуры, особенно в угловых массивах, расположены камовые песчано-гравийные покрывки.



Рис. 33. Полоса периферического ледниково-флювиогляциального рельефа с пологими грядами, озами и камами, сложенными флювиогляциальным материалом с включениями морены. Окрестности д. Усяж Смоленского района

На линии раковской фазы в пониженных восточной и южной зонах Ивенецкой возвышенности конечные морены сильно размыты и не формируют сплошной полосы. Эти образования замещает материал, вымытый тальными водами из конечных морен и переотложенный по понижениям поверхности омертвевшей краевой зоны ледника и с его внешней стороны в виде разнообразных флювиогляциальных камовых, озовых и зандровых отложений. Вдоль линии распространения раковской фазы минской стадии в северо-восточной части возвышенности к востоку от окрестностей Заславского водохранилища такого рода отложения по простиранию замещают полосу конечных морен (рис. 33). При этом выносы отложений талых ледниковых вод тяготеют к внешним участкам полосы с небольшим наклоном в дистальном направлении. Флювиокамовые образования приурочены как к ее периферии, так и к центральной части. Они слагают очень живописные ландшафты северо-западнее Минска в окрестностях Заславского водохранилища, где создают камовые массивы. Озовые накопления развиты на западном берегу водохранилища в ложбине стока талых вод Свислочи, образуя гряду субмеридионального простирания (Вознячук и др., 1976; Вальчик, 1981).

Ложбины внутренних участков раковского фазияльного краевого комплекса выстилаются зандровыми отложениями мощностью до 15 м. Они представлены чередующимися косослоистыми песчаными и песчано-гравийными сериями. В долинах Исличи, Сулы и других рек, которые унаследуют ложбины стока ледниковых вод, в водно-ледниковых сериях слои имеют направления падения, совпадающие с течением рек. В этих долинных зандрах отложения сформированы тальными водами ледников ивенецкой фазы и опшмянской стадии днепровского оледенения.

Ивенецкий фазияльный комплекс краевых образований расположен на западе Ивенецкой возвышенности, на дистальном крае Верхне-Неманской низины и удален на 1-2,5 км от раковских гряд. Комплекс имеет вытянутую, слегка фестончатую форму 4-18 км в поперечнике; высота его поверхности от 180 до 229 м, над прилегающей низиной он возвышается на 40-50 м, местами — на 79 м. В отличие от гряд предыдущих фаз, которые причленяются друг к другу с отчетливыми угловыми несогласиями, краевые образования ивенецкой фазы нарастают более древние комплексы, не срезая их.

Во внутренней структуре напорных конечных морен ивенецкой фазы почти отсутствует многэтажное нагромождение чешуй. В разрезах конечных морен наблюдаются одноярусные серии чешуйчатых блоков, полого выходящих друг из-под друга в дистальном направлении. Серии таких чешуй выложены периферическими ледниковыми межъязычьями и языками в виде скромных по размерам уплощенных массивов и пологих гряд. С поверхности они нередко покрыты слоем основной морены с типичной гляциодинамической текстурой.

Конечные морены в ивенецком комплексе сильно преобразованы размывом начала деградации минского ледникового щита. На территории краевых морен и понижений, где во время таяния ледника потоки талых вод могли широко разносить и аккумулялировать по эрозионным и абляционным понижениям его поверхности песчаный и песчано-гравийный материал, развиты отдельные флювиокамовые образования, деформированные просадками (Петриловичский кам, Налибокский камовый массив). У участка на периферии ивенецкого комплекса в окрестностях д. Дявги Столбцовского района лучше представлены озовые косослоистые песчаные и песчано-гравийно-галечные отложения, которые создают отдельные радиальные грядки с песчано-гравийными конусами в дистальных окончаниях на выходе в ложбину р. Уса. В пределах южного участка возвышенности на дистальном склоне ко-

нечные морены подвергались размыву потоками талых вод и оказались расчлененными пологими ложбинами.

Погружаясь в проксимальном направлении с краевых образований, ивенецкие отложения выстилают склон и днища Верхне-Неманской и Верхне-Березинской низин. Суглинистый моренный покров на пространствах, размещенных вдоль дистальных окончаний низин, заглубляется до тех же отметок, что и подошва минских и более древних антропогенных пород, выдавленных и надвинутых на поднятие поверхности днепровских пород максимальной стадии. В поверхности морены здесь отмечаются крупные гляциодепрессии выдавливания. В этих погребенных врезам и по проксимальным склонам возвышенности моренная толща разбита гляциодислокациями и насыщена отторженцами. Основная морена на этом внутреннем склоне возвышенности иногда замещается сверху абляционной со следами оплывания и воздействия талых вод. В таких местах имеются скопления валунов.

В пределах пониженных пространств Верхне-Неманской и Верхне-Березинской низин морена минской стадии погребена под водноледниковыми образованиями. Серии водно-ледниковых отложений состоят преимущественно из тонко-мелкозернистых песков с горизонтальной слоистостью и достигают 10-метровой мощности. Они прослеживаются до уровня 165-167 м проксимального склона Ивенецкой возвышенности (Вознячук, Вальчик, 1978).

По мере продвижения в сторону краевых ледниковых образований ошмянской стадии водно-ледниковые аккумуляции постепенно сменяются предледниковыми дельтовыми отложениями, представленными песками и пологонаклонной вглубь низин слоистостью. Песчаные образования в этих гляциодепрессиях представляют собой отложения водных потоков, сформированных, по-видимому, в процессе осаждения материала, вымываемого и выносимого из краевой зоны тающего ледникового покрова ошмянской стадии. В пределах бывшего лопастного бассейна на территории Верхне-Березинской низины песчаные отложения замещаются вверх по разрезу ленточными глинами мощностью 2-7 м и 11-метровой толщиной тонко-мелкозернистых песков. Заполнение обширной площади слоями водно-ледниковых отложений произошло, очевидно, позднее, во время таяния поозерского ледника максимальной стадии, талые воды которого создали приледниковое озеро, имевшее сток в Березину (Ильин, 1967).

Поля этих песчаных отложений ныне осложнены днами, пересечены неглубокими речными долинами с растянутыми уступами террас, в значительной мере заболочены, а на самых низких отметках заняты озерами Кромань, Палик, Домжеричское и другими.

Минская морена воздымается от самых низких участков гляциодепрессий в направлении ошмянских конечноморенных образований и на северо-западе Верхне-Неманской низины в междуречье Гольшанки и Клевы не имеет плаща водно-ледниковых аккумуляций и выходит на поверхности. В пределах Логойской и Ошмянской возвышенностей кровля моренных отложений расположена еще выше, на абсолютных отметках 180-210 м. Здесь глубина залегания таких образований резко возрастает от нескольких метров на склонах до 115 м в центральных частях макроформ. При этом сами гляциогенные слои становятся маломощными, дырявыми и распадаются на разрозненные очаги. Такое поведение минских пород связано с экзарационно-аккумулятивной деятельностью днепровского ледника в ошмянскую стадию надвигания. В результате минская морена оказалась погребенной под более молодой (ошмянской) толщиной конечноморенных образований.

Краевые образования Логойской и Опшмянской возвышенностей

Краевые ледниковые образования Логойской и Опшмянской возвышенностей представляют собой протяженную дугу ледниковых форм, провисающую к юго-востоку фестончатыми краями. С дистальной стороны она обрамляет Нарочано-Вилейскую и Воже-Мяркусскую низины (Дементьев, 1960 а, б; Басаликас, 1960; Матвеев и др., 1988) и простирается почти на 300 км с запада на восток при ширине 30-40 км. Высота возвышенностей над уровнем моря в основном 200-260 м, наиболее высокие формы – г.Лысая (342 м) и г.Милидовская (335 м); над прилегающими низменностями они возвышаются на 180-192 м. На юге Логойская возвышенность непосредственно стыкуется с Ивенецкой, срезая минские формы рельефа.

В поясе опшмянских стадияльных краевых образований, в свою очередь, различаются более широкие и всхолмленные Мядининский, Ильнянский моренные массивы и примыкающие к ним полукруглые в плане гряды (Вальчик, 1981; Kudaba, 1983; Вальчик, Комаровский, 1990; Зусь, Комаровский, 1990; Комаровский, 1989 а, 1990 б). К северу от Ильнянского массива отходят гряды Двиносского моренного амфитеатра, а к западу – Рыбчанского. Мядининский массив на юго-запад продолжают увалистые формы Вороновско-Гродненской гирлянды.

Дугу Логойской и Опшмянской возвышенностей образуют несколько продольных грядово-холмистых комплексов. Они протягиваются хорошо выраженными крупными грядами, которые местами разделяются гляциодепрессиями, а иногда сходятся в высокие полого-волнистые моренные плато или массивы. Грядово-холмистые комплексы краевых образований различны по своему плановому рисунку, часто стыкуются с угловыми несогласиями и даже срезают друг друга.

Полевые исследования позволили выяснить присущее грядово-холмистым комплексам закономерное размещение гляциогенных форм и образований, связанных с таянием края ледника. Для их рельефа характерно обособление дистальной зоны флювиогляциальных форм, средней зоны конечных морен и проксимальной зоны гляциодепрессий с камами и другие. Об этом свидетельствуют поперечные геологические разрезы и схема краевых ледниковых образований возвышенностей (см. рис. 4, 12, 27). Учитывая эту особенность, а также несогласия в поясе опшмянского стадияльного рельефа, следует выделять пять комплексов краевых образований. Эти маргинальные фазияльные образования получили названия (от более древних к молодым) воложинского, логойского, кревского, лебедевского и сутковского комплексов, благодаря их отчетливой морфологической выраженности соответственно у г.Воложин, Логойск и д.Крево, Лебедево и Сутково Сморгонского и Молодечненского районов. Каждый из них имеет индивидуальные морфологические и структурные особенности.

Воложинский фазияльный комплекс занимает внешнюю полосу Логойской и Опшмянской возвышенностей с дистальной стороны локальных гляциодепрессий, ныне дренируемых р.Цна, Чернушка, Яршевка, Клева и Дайнова. Он имеет довольно ровный край, ширину – до 4-8 км, высота поверхности его от 180 – 200 до 320 м. Наибольшей высоты грядово-холмистый комплекс достигает в зоне, где он сочленяется с более древней Ивенецкой возвышенностью и на Ильнянском массиве. В строении воложинских форм участвуют в основном деформированные в разной степени флювиогляциальные и моренные отложения. На участке стыка с Ивенецкой возвышенностью и в Ильнянском массиве структура нарушений наиболее сложная. Подтверждением этому может служить рис. 34, характеризующий структуру гряды на

участке сочленения воложинского краевого комплекса с минским массивом (карьер у д.Залесье Минского района). Здесь моренные супеси, разнозернистые пески и песчано-гравийно-галечные отложения собраны в пакет по-разному надвинутых скиб, усложненных складчатыми глядиоструктурами и дизъюнктивными нарушениями.



Рис. 34. Фрагмент строения скибовых гляциодислокаций флювиогляциальных и моренных отложений с пикативными нарушениями более мелкого порядка в выступающей к югу части воложинского комплекса в карьере у д.Залесье Минского района

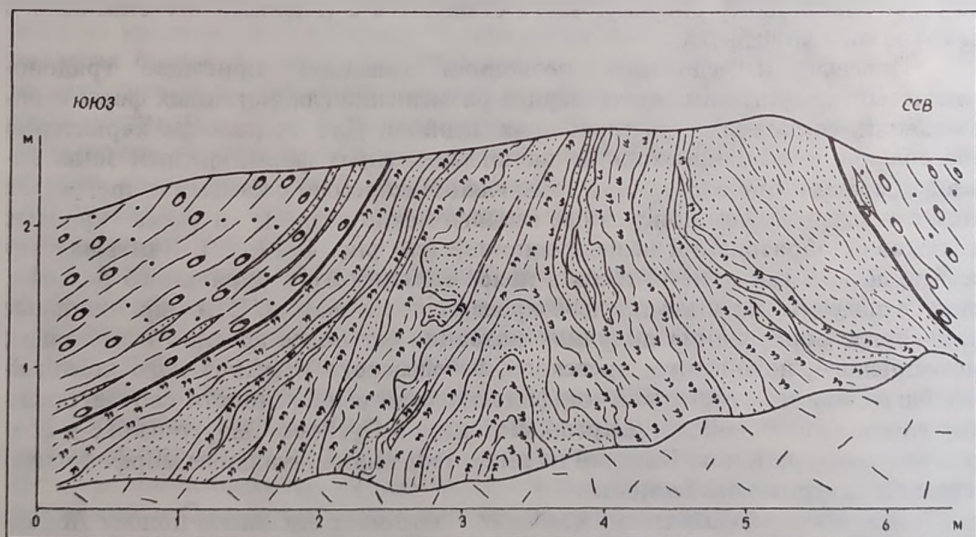


Рис. 35. Гляциодиапировая структура в озерно-ледниковых алевритах и песках в карьере "Суботники" на проксимальной пологой грядке воложинского краевого комплекса

В карьере выступают три скибы толщиной 5-7 м, надвинутые друг на друга под углами 36° - 69° и воздымающиеся к дистальной зоне комплекса. От лобовой, выпуклой к югу зоны воложинской дуги в направлении крыльев у напорных конечноморенных сооружений ясно проступает тенденция к некоторому выполаживанию углов падения пород и разрывов, а также упрощается структура. В пределах прилобных отрезков дуги с внешней ее стороны слои

часто строят сложные чешуйчато-надвиговые деформации и смяты в наклонные и опрокинутые к югу складки. Сочетания складок и чешуй формируют структуру конечных морен у г. Воложин (Вальчик, 1981). Сходные складчато-чешуйчатые комплексы гляциоструктур с гляциодиапировыми образованиями устанавливаются и в напорных конечных моренах южнее Мядининского массива (рис. 35).

Моренные и флювиогляциальные отложения, собранные в мощный гляциоаллохтон на участке сочленения комплекса и Ивенецкой возвышенности, образуют наиболее высокие гряды и мало уступающие им по абсолютной высоте денудационные равнины, слегка волнистые или всхолмленные, с многочисленными термокарстовыми западинами, ныне заболоченными или занятыми мелководными озерцами. На боковых участках пояса, которые отходят от возвышенного плато к западу и северо-востоку, скибовые сооружения приобретают форму гряд, чередующихся с понижениями.

На Мядининском массиве и восточном боковом участке Логойской возвышенности рельеф воложинских краевых образований не столь пересечен, волнистый, при этом наиболее крупные валы и пологие гряды приурочены к центральным и внутренним зонам комплекса. В структуре сглаженных гряд преобладают гляциодислокации чешуйчатого типа (карьеры у д. Мстиж, Зембин и др.), иногда перекрывающиеся слоем основной морены с гляциоструктурами складчатого и чешуйчато-надвигового типов. На морены напора насажены радиальные озы, флювиокамы, конусы выноса, которые часто сливаются во внешней части в полосы уплощенного или бугристо-грядистого рельефа и сложены песчано-гравийными отложениями, иногда с линзами и прослоями (до 1,5 м) морены сплывания и течения (рис. 36).

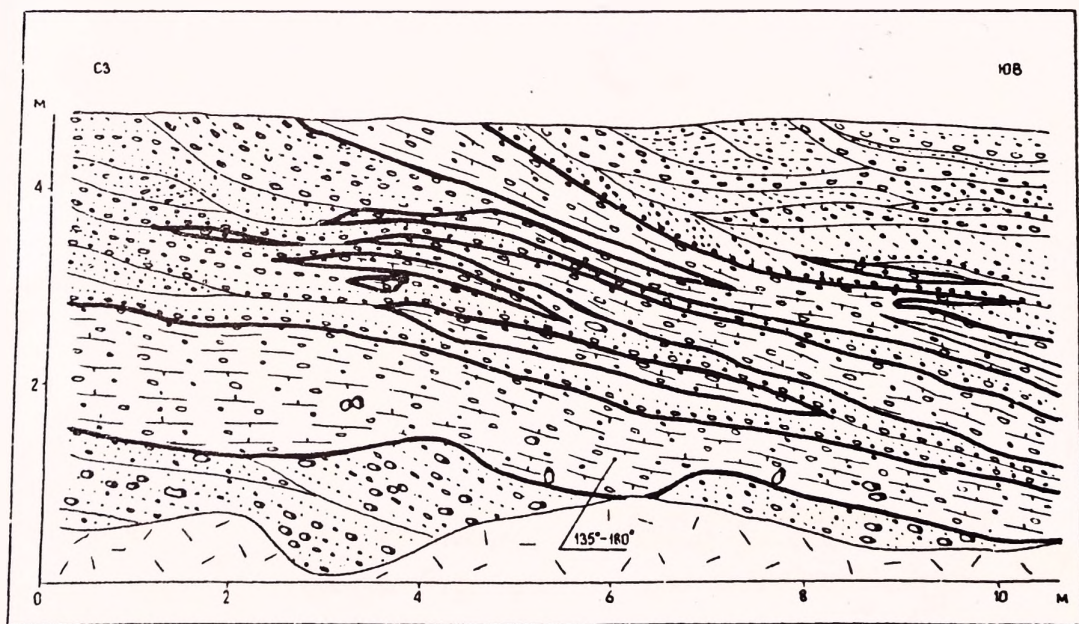


Рис. 36. Разрез насыпной формообразующей толщи дистальной гряды Мядининского массива. Карьер "Трабы" Ошмянского района

Скопления флювиогляциальных и гляциогенных отложений начала деградации ошмянского ледника наблюдаются у внешнего подножья всего грядового комплекса. На неровностях ледникового ложа, служивших участками торможения, над которыми ледник разбивался трещинами, песчаные и гравийно-галечно-валунные слои и линзы образуют небольшие единичные и в

форме грядок камы, как, например, флювиокамовая Журавлиная гряда (Рунец, 1978) и Вишневатский, Журавцевский озы и другие (№ 2, 3 на рис. 27). Иногда в виде глядикуполов встречаются инъекции моренного материала, сверху прикрытые песчано-гравийными отложениями.

На Ильинском массиве площадь омертвевшего и тающего ледника ныне маркируется обширной пологой наклоненной к югу полосой флювиогляциальных отложений. В рельефе эта полоса представляет собой субмеридионально вытянутые грядки, разделенные ложбинами. Для них характерны пачки водно-ледникового хорошо промытого и слабо отсортированного материала, часто переслаивающегося в разрезах и содержащего большие включения абляционной морены (флю-тилла) (рис. 37). Эти отложения с размытой перекрывающей дислоцированный цоколь гряд. Верхние пачки грядок имеют облегающее залегание, согласное склонам, которое, однако, нарушается глядиокарстовыми складчатыми деформациями и просадками по системам разрывов, амплитудой 10-50 см (карьеры "Бояры", "Узборье" и др.). Подобные отложения, замещающие или перекрывающие краевые морены в широтной полосе от Заславского водохранилища до д.Острошицы Логойского района, относятся к заполнителям сквозных широких понижений прежних участков развития мертвого льда и деформировавшимся на бортах при его вытаявании.

Среди периферических флювиогляциально-ледниковых образований встречаются и отложения флювиогляциальных конусов выноса, дельт и долинных зандров, не деформированных или частично деформированных просадками. Материал этих форм отложился в пределах зоны мертвого льда в потоках талых вод.

На открытых внешних частях воложинского краевого комплекса материал, вымытый тальми водами из моренонасыщенных льдов, создает разнообразные предфронтальные конусовые и зандровые образования, которые протягиваются почти сплошной полосой, то расширяющейся, то сужающейся вдоль предельной границы распространения ледника ошмянской стадии. Эта полоса отличается значительной протяженностью и мощными (до 26 м) напластованиями песчано-гравийных и песчаных наносов. В разрезах флювиогляциальных аккумуляций, расположенных у устьев сквозных долин и в ложбине, по которой течет Исlochь, отмечается чередование косослоистых песчано-гравийно-галечных отложений с более тонкими мелко-, тонкозернистыми аккумуляциями, в результате чего образуются ритмически построенные разрезы, связанные, возможно, с фазами деградации ледникового покрова. Представляется, что большие мощности, обширные площади распространения конусовых и покровных зандровых образований у внешних склонов Ошмянской и Логойской макроформ, последовательность напластований подтверждают правомерность выделения ошмянской стадии в формировании краевых образований.

Во внутренней зоне восточного отрезка воложинского краевого комплекса выделяется меридионально вытянутая Цнянская глядиодепрессия до 2-6 км в поперечнике с высотой днища 170-185 м. Центральная часть низины заполнена грубым материалом, формирующим крупный маргинальный оз с дельтой на южном окончании гряды (№ 4 на рис. 27). В северо-восточной, более широкой и низкой части этой глядиодепрессии днище выстлано озерно-ледниковыми образованиями, включая глины мощностью до 4 м. Другие языковые глядиодепрессии воложинской фазы, прорезанные сквозными долинами Гайны, Чернушки, Яршевки, Западной Березины, Дайновы, заполнены зандровыми и песчано-гравийно-галечными отложениями.



Рис. 37. Периферической ледниково-флювиогляциальной рельеф (а) и строение слагающих его гряд-валов (б) в южной части Ильязского массива у д. Весино Логойского района

Логойский фазильный комплекс расположен в центральной части пояса Ошмянской и Логойской возвышенностей на дистальных окончаниях гляцио-депрессий, наследуемых р. Жижма, Ошмянка, Западная Березина, Удра и По-ня. Имеет он до 7-9 км в ширину, высота над уровнем моря в основном 220-280 м, вершина достигает 342 м (гора Лысая), над внутренними низинами возвышается на 130-185 м. Логойские краевые морены, подобно мощному гляциошарьяжу, надвинуты на проксимальный склон воложинских гряд. Они формируют более высокие конечные морены, которые иногда срезают гляциодислокации воложинской фазы.



Рис. 38. Многоэтажные скибовые гляциодислокации, выраженные в рельефе в виде массивных гряд в районе г. Логойск (а); деталь торцевой части чешуйчатой структуры в разрезе напорной гряды на восточной окраине г. Логойск (б)

Моренные флювио- и лимногляциальные отложения деформированы и перемещены в виде чешуй и складок. Наиболее крупные, сложно сочетающиеся скибовые гляциодислокации отмечаются над цокольным поднятием поверхности днепровских пород в пределах Ильянского массива и с проксимальной стороны воложинских краевых образований на территории Логойской макроформы. Преобладают скибы толщиной до 30 м и более, часто накладывающиеся друг на друга в несколько этажей. Подобные сооружения создают в рельефе наиболее высокие, уплощенные, куполовидные массивные поднятия и гряды Ильянского массива, а также волнистые и плоские плато с многочисленными гляциокарстовыми западинами, плосковогнутыми денудационными ложбинами и мертвыми долинами передовых краевых дуг

(рис. 38). По мере продвижения в сторону западного и северного окончаний полосы логойских гряд формообразующая толща ледниковых отложений постепенно становится тоньше, формы рельефа снижаются и несколько изменяют свою структуру. Массивные и многоэтажные сооружения в боковых направлениях переходят в более простые системы субпараллельных, ориентированных согласно краю лопастей и языков скибовых пакетов. В разрезах западной части комплекса и северной части Минской возвышенности выступают 2-5 маломощных (до 3-7 м) скиб. Поверхности их надвигов наклонены под углами 25-90° к внутренней части логойского комплекса (рис. 39).

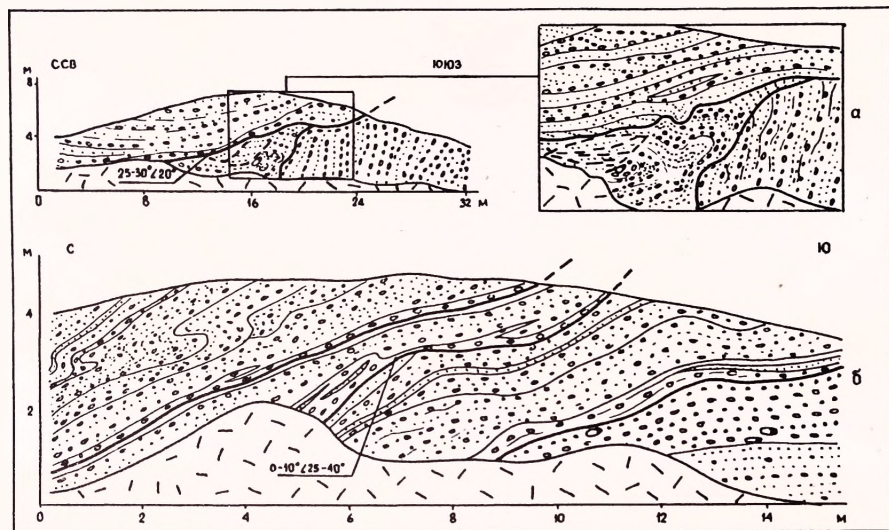


Рис. 39. Структура конечных морен западной части логойского краевого комплекса: а - у д. Лужаны Воложинского района; б - у д. Гольшаны Ошмянского района

Нередко в водно-ледниковых и моренных отложениях встречаются крупные линейные складки. Подобная гляциоструктура выявлена в пределах внешней гряды у д. Малая Дайновка Воложинского района (Рунец, 1978; Вальчик, 1981). Дислоцированные озерно-ледниковые алевриты и глины в ядре и моренные суглинки, песчано-гравийно-галечные слои и пески в кровле общей мощностью более 10 м образуют в этом месте антиклинальную линейную складку длиной 65-70 м и шириной (по дну карьера) около 11 м, вытянутую с запада на восток.

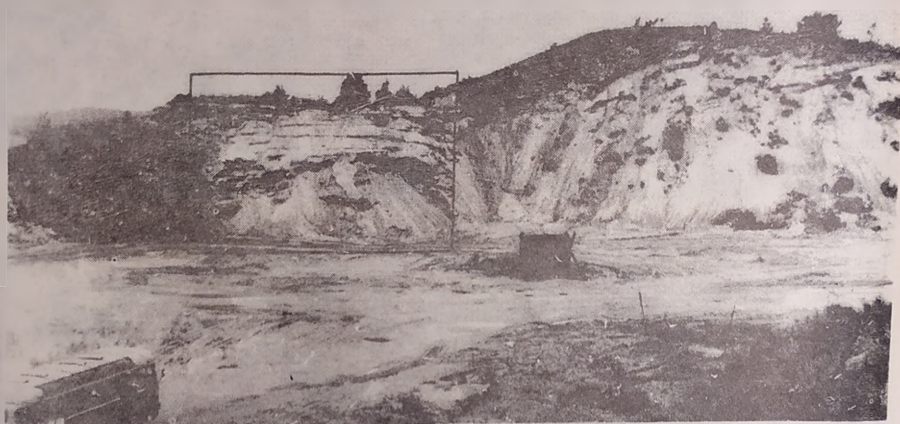
Чешуйчато-складчатые и складчатые гляциодислокации на рассматриваемых участках логойского краевого комплекса представлены в рельефе высокими грядами с холмистой поверхностью и крутыми склонами. Чаще всего гряды тесно сжаты, расчленены глубокими узкими балками и выгнуты по простираанию гляциотектонической полосы. В пределах Мядининского массива они разделены неширокими гляциодепрессиями, унаследованными верховьями Мяркиса и его левыми притоками.

Серии напорных гряд с чешуйчато-складчатыми гляциоструктурами отражают осцилляторные, повторяющиеся через непродолжительное время подвижки ледникового покрова.

С омертвлением и таянием полос льда на рубежах конечных морен и в гляциодепрессиях связаны разнообразные камовые, озовые и другие образования. Камовые формы приурочены к высоким грядам и плакорам комплекса,

а также к Западно-Березинской низине. На поверхности они выражены отдельными крупными холмами, иногда на центральных участках комплекса и гляциодепрессий сгущающимися в камовые массивы (Филиппиняцкий и Петуховский камовые массивы, № 5, 6 на рис. 27). Камовые образования преимущественно флювиогляциальной разновидности и часто имеют моренную покрывку. В Западно-Березинской низине в пределах Петуховского массива встречаются и бассейновые отложения (алевриты, ленточные шоколадные глины) вместе с потоковыми (рис. 40).

а



б



Рис. 40. Строение кама "Маякова Гора" в Западно-Березинской гляциодепрессии (а); деформированные гляциокарстовыми просадками слои алевритов, песка и гравийно-галечного материала кама (б)

Озовые образования приурочены к бывшим ложбинам потоков талых вод, стекавших по поверхности поля пассивного льда в межрядовом понижении, ныне унаследованном истоками р. Западная Березина и Уша. Заполнители этих ложбин формируют радиальный оз (Дубровский, № 7 на рис. 27). Сложен он снизу вверх диагонально слоистыми дельтовыми, горизонтально- и волнистослоистыми бассейновыми и потоковыми аккумуляциями. Озовая

гряды имеют извилистую форму, вытянутую по направлению стекавших на юг и юго-восток потоков, а также осложнена коленообразными (до 90°) изгибами. Его длина 2-3 км, ширина 50-80 м и относительная высота до 20 м.

В некоторых конечных моренах на внешних участках комплекса, обращенных к Западно-Березинской гляциодепрессии, встречаются косослоистые ручьевые мелко- и разнозернистые пески – заполнители бывших каналов многорусного ледникового карста (рис. 41). В устьях бывших поверхностных углублений и внутриледниковых каналов стока, у дистальных подножий конечных морен зафронтальные образования сменяются сначала конусовыми и дельтовыми отложениями, а затем – зандровыми или озерно-ледниковыми.

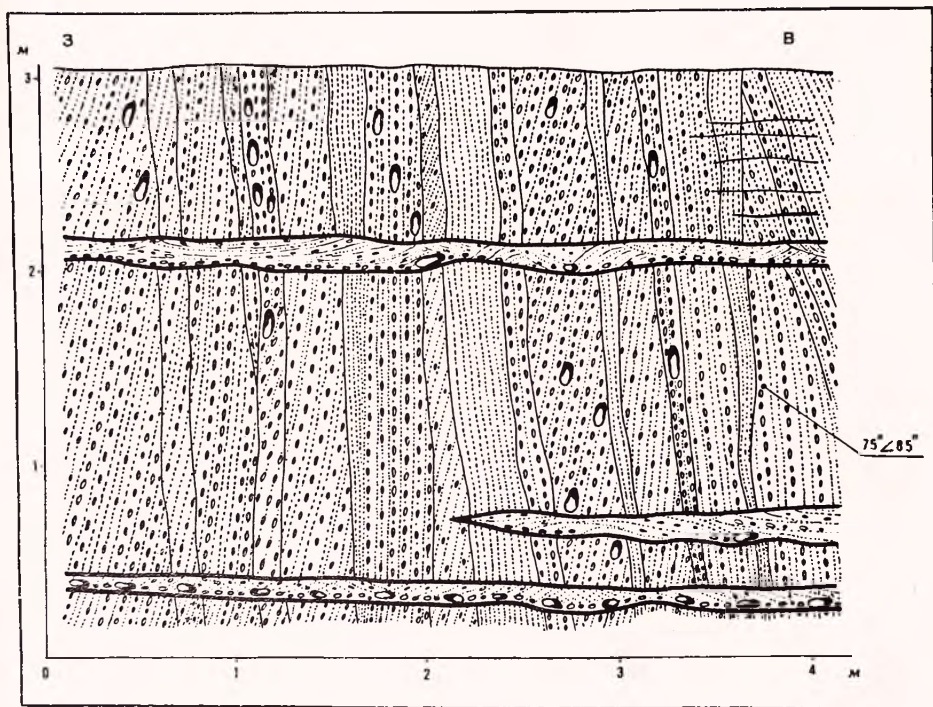


Рис. 41. Деталь приторцевой части чешуйчатой структуры с системой каналов ледникового дренажа, заполненных косослоистыми песками в карьере "Крыницы" на западе Логойской возвышенности

С проксимальной стороны морен напора в межгрядовых понижениях, унаследованных древними долинами рек Мяркаса, Ошмянки, Западной Березины, Пони, логойские собственно гляциогенные отложения покрыты зандровыми косо- и горизонтальнослоистыми песчано-гравийными аккумуляциями, а в небольшой глубокой впадине, дренируемой р.Удра, в такой роли выступают озерно-ледниковые ленточные глины и дельтовые образования, накопившиеся при омертвлении ледникового покрова следующей кревской фазы. Гляциогенные отложения здесь представлены основной мореной с отчетливой гляциодинамической текстурой.

Кревский фазальный комплекс расположен в средней части Ошмянской и Логойской возвышенностей севернее логойских гряд. Его краевые морены прослеживаются у дистальных краев языковых бассейнов р.Шальча, Мирклишка, Двиноса. Он имеет в ширину 3-8 км, высоту в основном 220-275 м,

максимальную – 335 м, над языковыми понижениями возвышается на 100-135 м. Кревские краевые образования не перекрывают понижения поверхности отложений прежней фазы. На участках сочленения с грядово-холмистым рельефом логойской фазы местами фиксируется некоторое налегание передовых частей кревских конечных морен на более древние краевые образования. При этом на Ошмянской возвышенности кревские формы заметно выше тех более древних гряд, которые расположены с дистальной стороны.

Как и краевые морены логойской фазы, кревская толща сильно деформирована, имеет чешуйчато-надвиговую или складчатую структуру. Однако наиболее мощные гляциодислокации позднейшей кревской фазы, в отличие от воложинских и логойских конечных морен, приурочены к ошмянской части пояса, указывая на перестройку динамического плана краевой зоны ледника и повышение активности западного сектора Виллийской лопасти и Мядиньинского углового стыка. Эти гляциодислокации представляют собой чешуи мощностью до 120 м и более, накладывающиеся друг на друга под углами 37° - 80° (карьеры “Совлово”, “Кащеличи”, “Поленики”, “Слобода” и др.) (рис. 42). Системы чешуй здесь сближены и протягиваются субпараллельными полосами через интервалы в 30-300 м одна от другой в форме гряд, отчетливо выраженных в рельефе (рис. 43).

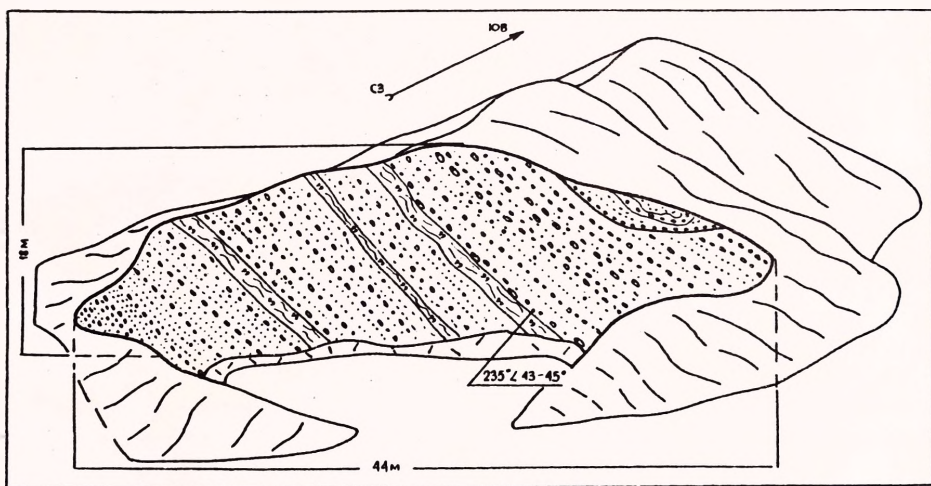


Рис. 42. Строение мощной чешуи, выраженной в форме гряды в центральной части Ошмянской возвышенности севернее Западно-Березинской гляциодепрессии (карьер “Кащеличи”)

На минском отрезке комплекса кревских гряд и холмов кончюморенные отложения имеют преимущественно мелкочешуйчатую и складчатую деформации. Образования с мелкочешуйчатой структурой развиты в пределах высоких, изогнутых в дуги гряд, обрамляющих центральные части Ильянско-го массива, Рыбчанского и Двиносского моренных амфитеатров. Формообразующая толща с подобной структурой вскрыта карьером “Янушковичи” в гряде на западном борту одной из языковых дуг конечных морен кревского комплекса. В ней наблюдается до 30 чешуй из песчано-гравийно-галечно-валунного материала и тонких супесей мощностью около 3-8 м каждая (рис. 44). Чешуи надвинуты и прислонены друг к другу под углами 40° - 60° , азимут падения юго-юго-запад 220° (Комаровский, 1990 б).

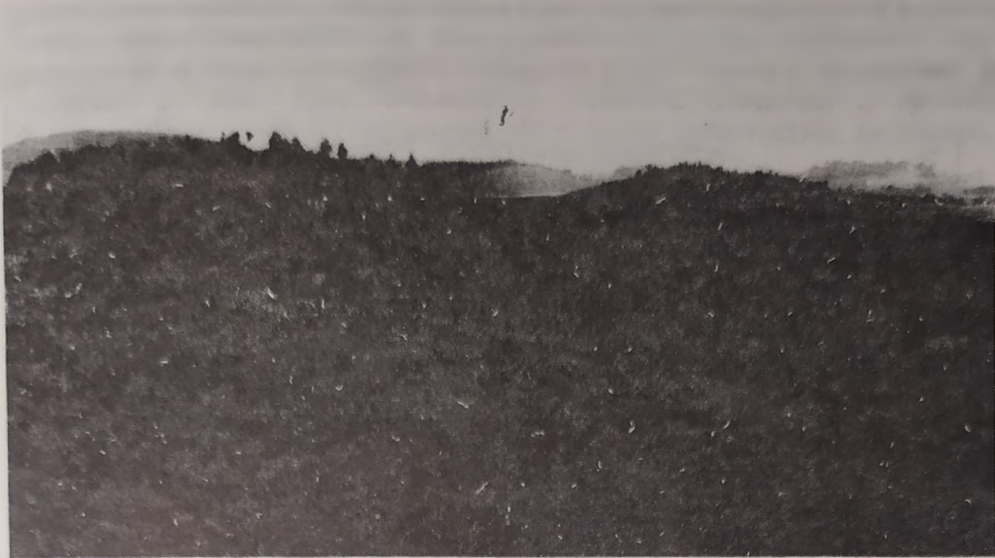


Рис. 43. Субпараллельные массивные гряды – геоморфологическое выражение чешуйчатых гляциодислокаций кревского комплекса севернее долины р. Западная Березина у д. Милейково Сморгонского района

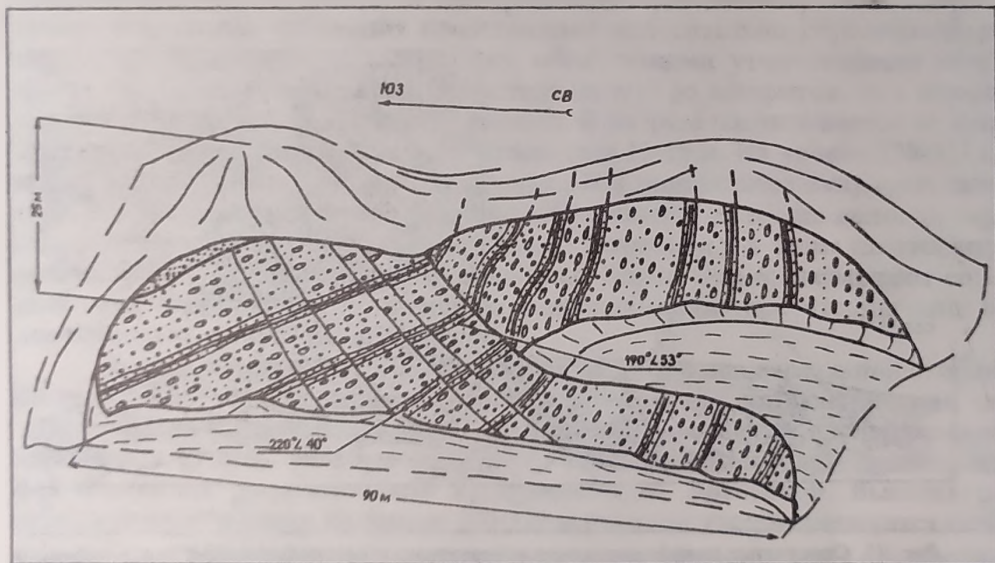


Рис. 44. Стрельчатые краевые морен напора, вскрытых карьером в центре Ильинского массива у д. Янушковичи Логойского района

Ближе к северному окончанию кревских краевых гряд в карьерах у г.п. Докидицы, д. Торгуны и Плитница вскрываются серии гляциодинамических вытянутых складок выдавливания и куполов инъективного типа. В складки вовлечены водно-ледниковые пески, песчано-гравийные отложения и моренные суглинки видимой мощностью 10 м. Среди таких гляциоструктур много наклонных, лежащих и опрокинутых складок, крылья которых наклонены к западу и северо-западу (рис. 45).

Разнообразные отложения в кревском ледниковом комплексе появились при таянии периферических частей ледника, терявших способность расплываться в ходе аккумуляционной деятельности проточных и бассейновых вод.

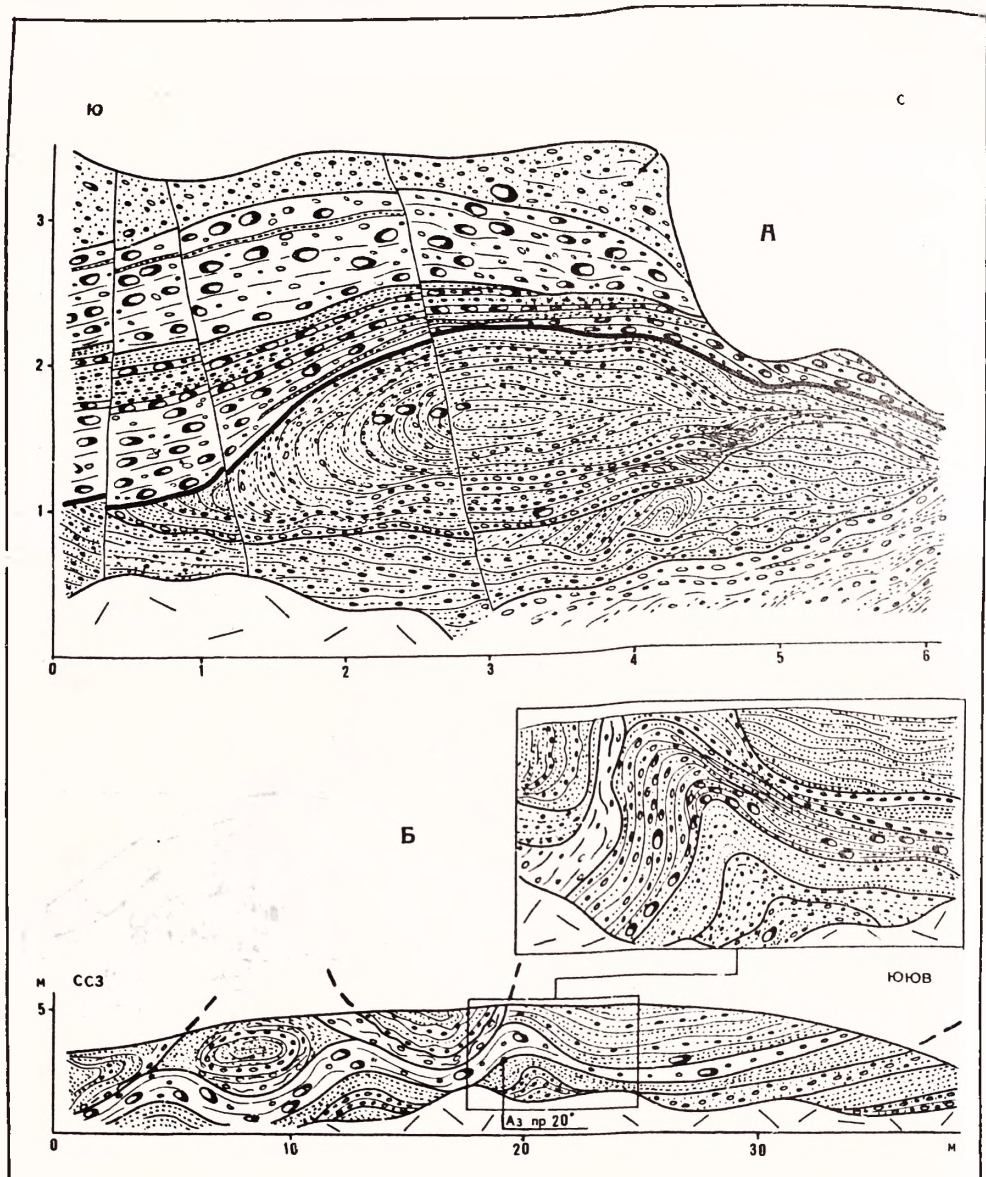


Рис. 45. Складчатые гляциотектонические структуры в формообразующей толще морены и водно-ледниковых отложений северного участка Минской возвышенности: а - опрокинутая складка в карьере у г.п.Докшицы; б - серия прямых и запрокинутых складок в карьере у д.Торгуны Докшицкого района

С поверхности конечные морены напора центральной и проксимальной зон кривской фазы нередко прикрыты на присклоновых участках маломощным (0,5-3 м) чехлом рыхлых абляционных моренных суглинков с валунами, иногда с отчетливыми текстурами течения. По мере продвижения от этих зон в дистальную сторону слои абляционной морены утончаются. В пределах бывшей периферической части ледяных языков, имевших уклон поверхности к гляциодепрессиям, эти морены сменяются флювиогляциальными камовыми, реже - озовыми образованиями.

Камовых образований особенно много вдоль проксимального северного склона Западно-Березинской низины. Они выступают там как одиночные

разноориентированные мелкие холмы и как скученные, слившиеся в массивы холмы, прослеживающиеся по дуге ледникового языка. Одиночные формы развиты на склонах северо-восточной ветви гряд, а также в понижении, дренируемом р.Гайна. Камы сложены в основном песчаным и гравийно-галечным материалом с горизонтальной и косой слоистостью, валунами, не имеют моренной покрывки.

Озовые аккумуляции прослеживаются вдоль прежде существовавших трещин ледниковых языков на северном борту Западно-Березинской низины в виде валов, полого спускающихся к югу и юго-востоку от внутренних участков кревского комплекса. Среди таких гряд выделяется Борунский оз, расположенный в западной части низины (№ 8 на рис. 27). Он протягивается почти на 5 км при ширине 100-500 м и высоте над поверхностью депрессии до 25 м. Отложения в пределах оза представлены валунником, замещающимся к юго-востоку по его следованию косослоистыми галечно-гравийно-песчаными и песчаными отложениями. У выхода на низину оз сменяется песчано-гравийными наносами флювиогляциальных конусов выноса и дельт. На низинах со сквозными проходами в дистальных бортах эти образования переходят в зандровые галечники, гравийные и песчаные аккумуляции мощностью до 30 м.

В Удранской котловине на северо-западе Ильянского массива с высокими краями, лишенными сквозных проходов, отложения дельт сменяются озерно-ледниковыми слоями. В центральных, самых низких частях низины лимногляциальные отложения представлены относительно глубоководными шоколадными глинами и алевритами, образующими утончающиеся кверху ленты. Если в нижних слоях ленты состоят на 9/10 из алевритов, то в верхних они представлены шоколадными глинами. В разрезе насчитывается не менее 200 годичных лент. Мощность этих отложений 13-15 м. На уровне 226-227 м у южного борта Удранской низины обнаружены прибрежные аккумулятивные пески и абразионные валунно-галечные образования наиболее высокой береговой линии водоема. Песчаные отложения встречены и в более низких внутренних частях котловины сверху ленточных глин. Они представляют собой дельтовые аккумуляции, отлагавшиеся в низких местах при отодвигании водоема вслед за отступавшим ледником.

Лебедевский фазильный комплекс расположен с проксимальной стороны более древней полосы грядово-холмистого рельефа и низин центральной части Ошмянской и Логойской возвышенностей. Прослеживаясь вдоль кревского краевого комплекса, он воздымается над конечными моренами предыдущих фаз Ошмянской возвышенности и опускается на Логойской. Высота гряд лебедевского комплекса на западе 200-320 м (на этом участке находится самая высокая точка Ошмянской возвышенности – гора Милидовская с абсолютной отметкой 320 м), а на востоке – 200-280 м. Над поверхностью Нарочано-Вилейской низины краевые образования возвышаются на 140-180 м.

Основная часть краевого комплекса представлена напорными конечными моренами. В карьерах, вскрывающих строение конечных морен Ошмянской возвышенности у г.Ошмяны, д.Таборишкес и других, наблюдается чередование воздымающихся в дистальном направлении скиб моренных супесей, грубых наносов, водно-ледниковых песков с прослоями гравия и тонких супесей. В обнажениях проявляется от 2 до 5 чешуй мощностью 8-10 м каждая, угол их надвиговых поверхностей 30°-90°, азимут падения от северо-запада 30°-80° до запада 260°-310°. Гляциодислокации чешуйчатого типа слагают остовы пологих вытянутых по простиранию края ледника гряд, продолговатых холмов, сливающихся в центральной, гребневой части Ошмянской возвышенности в широковолнистые или увалистые западинные плато, часто сложенные с поверхности основной мореной.

Надвиговые скибы, ориентированные с севера на юг и прижатые друг к другу, построены из моренных и водно-ледниковых отложений на юго-западной ветви Мяднинского массива в карьерах у д.Лазаришки, Ромашканцы и Стилевцы Вороновского района. С проксимальной стороны скибовых сооружений нередко в отложениях встречаются дислокации в виде гляциокуполов.

В пределах моренных Ильясного массива, Рыбчанского и Двиносского амфитеатров ледниковые отложения также сорваны и перемещены пластинами мощностью 5-7 м в пакеты чешуй, ориентированных по краю бывшего языков ледника. Чешуям здесь часто сопутствуют запрокинутые складки изгиба и течения амплитудой более 3,5 м (рис. 46). Падение чешуй и крыльев складок под углами 19° - 89° к северо-западу и западу (азимут 310° - 230°), наблюдается к внутренней зоне комплекса. На север от Двиносского амфитеатра в лебедевских отложениях складчатые гляциоструктуры доминируют.

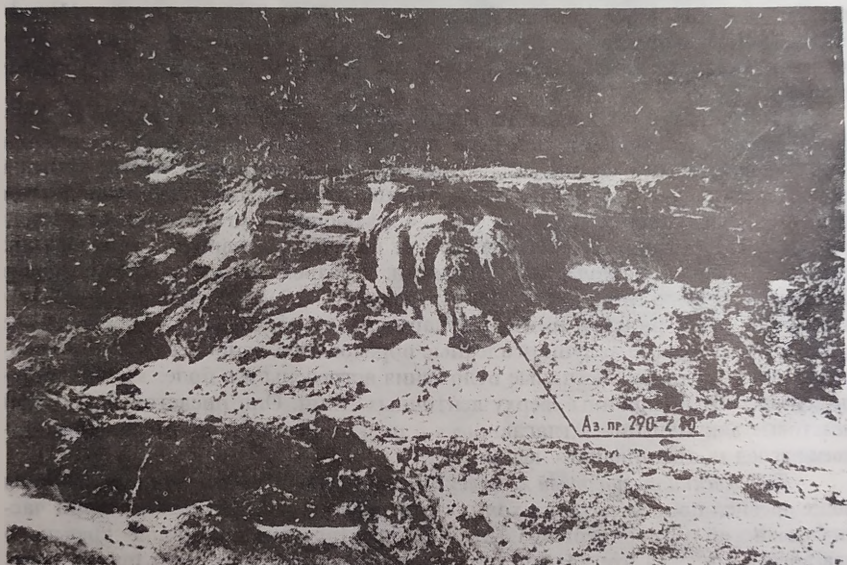


Рис. 46. Запрокинутая складка и надвиговые чешуи песчано-гравийных и алевроглинистых отложений, вскрытых карьером у д.Омвишесо на севере Минской возвышенности

По склонам конечных морен напора, которые спускаются к дистальным гляциодепрессиям, ледниковые породы местами перекрыты песчано-гравийными образованиями, накопившимися во внутриледниковых озерах и речных долинах. Осевшие и спроектировавшиеся на поверхность конечных морен при таянии ледника, эти проталинные и трещинные заполнители дали флювиокамбы и радиальные озовые гряды. Одиночные озы спускаются по склону, обращенному к р.Ошмянка (Ошмянский оз. рис. 47), а на участке, обращенном в сторону р.Мяркус, они прослеживаются группой из трех субпараллельных озов, разделенных понижениями (Слотинские озы, № 9 на рис. 27). Эти озы достигают высоты 25 м, ширины 100-500 м, в длину – на 3-4 км. На дистальных концах озов, у южных склонов, локализуются песчано-гравийные накопления флювиодельта и конусов выноса.

В проксимальной зоне лебедевского комплекса представлены гляциодепрессии. Особенно отчетливо прослеживаются те из них, которые ограничи-

вают дугообразные в плане гряды: Рыбчанская, Двиноская. Они сложены из мало мощных моренных супесей. В южной части Рыбчанской низины на морену ложатся песчаные и песчано-гравийные аккумуляции мощностью до 15 м, которые формируют камовые холмы, цепочкой вытянутые к югу до сквозной долины р.Рыбчанка. На низменных участках морена перекрыта покровными задровыми отложениями сутковской фазы.

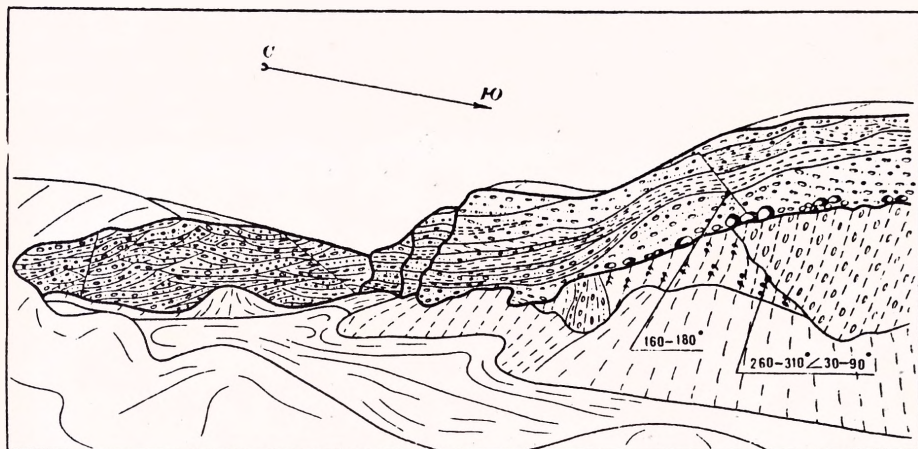


Рис. 47. Водно-ледниковые отложения Ошмянского оза с размывом, залегающие на дислоцированных образованиях вблизи г.Ошмяны

Сутковский фазильный комплекс на Ошмянской и Логойской макроформах представляет собой крайнюю систему гряд и холмов общей шириной до 6 км, протягивающихся по дистальному краю Нарочано-Вилейской и Воке-Мякисской низин. Наиболее характерным его элементом является мелко-грядово-холмистый рельеф краевых образований, упорядоченный в многочисленные дугообразные серии гряд, разделенные угловыми массивами – “горами” (рис. 48). Средняя высота их 200-240 м, вершины достигают 300 м на Мяднинском массиве, над прилегающими низинами они возвышаются на 140-150 м. Эти формы иногда приурочены к максимальным высотам рельефа Мяднинского массива.

В многочисленных разрезах сутковских грядок ведущее значение имеют надвиги-чешуи, сложенные из водно-ледниковых, песчаных, песчано-гравийных, гравийно-галечных, алеврито-глинистых отложений и основной морены. В строении надвиговых гляциодислокаций участвуют от 1 до 8 чешуй толщиной 3-5 м каждая (рис. 49). Внутри их – лимногляциальные алевриты, глины и флювиогляциальный песчано-гравийный и галечный материал выступают в форме отторженцев, складок продольного изгиба и течения. Плоскости надвигов чешуй, осевые поверхности складок и плоскости отторженцев наклонены по углам 25°-40°, а иногда и почти отвесными к внутренним гляциодепрессиям.

На логойском участке сутковских гляциодислокаций формообразующим сооружениям свойственны сочетания складчатых деформаций с надвиговыми гляциоструктурами. В складках участвуют песчано-гравийные и гравийно-галечные отложения, которые в надвигах чередуются со слоями основной морены. Чаще всего на логойском отрезке обнаруживаются дислоцированные пачки, сложенные в основании из собранного в складки поперечного

изгиба водно-ледникового материала, над которым залегает одна или две чешуи морены.



Рис. 48. Межязыковые "горы" сутковского комплекса на северной окраине Ошмянской возвышенности в окрестности д. Горбы Сморгонского района

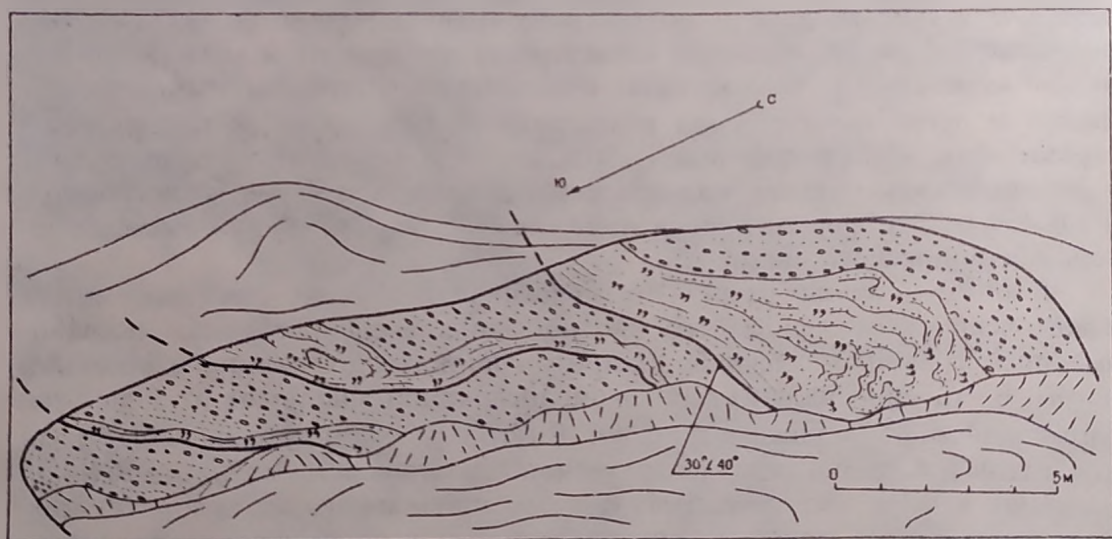


Рис. 49. Строение отложений сутковской фазы на востоке Мядининского массива у д. Кеждуны Островецкого района

В сутковском комплексе встречаются разнообразные аккумуляции, накопившиеся в фазу таяния ледника. Весьма многочисленны камовые образования в виде небольших холмов на конечных моренах и на переходных участках от них к низинам. Камы преимущественно сложены чередующимися в разрезе песчаными, песчано-гравийными отложениями с косослоистыми и горизонтально-линзовидными текстурами и глиацокарстовыми просадками.

Озовые отложения встречены только в дистальной части комплекса на днище сквозной долины р. Каменица – Виляя – Стиленка. Они образуют радиальную грядовидную форму, расширяющуюся к северо-востоку. Длина полосы озовых отложений около 3 км, мощность – до 16 м. Оз построен из песчаного, песчано-гравийного материала и имеет на склонах дырявую покрывку морены с большим количеством крупных валунов.

По проксимальной периферии восточного окончания Ошмянской возвышенности обособленно прослеживаются камовые террасы. В разрезах их в основном вскрываются переслаивающиеся песчаные, песчано-гравийные, ленточные глинистые аккумуляции и суглинки акватической морены (рис. 50). Отмечается общий наклон слоев под углом 5° к Нарочано-Вилейской низине и пологая волнистость, обусловленная гляциокарстовыми складками амплитудой до 2 м. По характеру рельефа эти образования представляют собой 10-16-метровую террасу с достаточно отчетливым склоном ледникового контакта. По склону на восток, в пределах Рыбчанской гляциодепрессии, они переходят в песчаные водно-ледниковые напластования.



Рис. 50. Разрез верхней части толщи переслаивающихся песчаных, песчано-гравийных, глинистых отложений и суглинков (акватической морены) в пределах камовой террасы вблизи д. Криница Молодечненского района на востоке Ошмянской возвышенности

На западных и северных склонах и подножьях Ошмянской возвышенности, являющихся зоной предельного распространения поозерского ледника, развит свежий ледниковый рельеф поозерского ледникового краевого комплекса. Поозерский комплекс краевых образований в местах сочленения с ошмянскими выступами образует небольшие Ерузальский, Лиглаукский, Буйвиджайский и другие угловые массивы, соединенные гирляндами мелких грядок и холмов. В пределах Нарочано-Вилейской низины, восточнее р. Ошмянка, он представлен относительно небольшими радиальными Свирской, Засвирской и Южно-Нарочанской грядами и передними разорванными дугами флювиогляциальных дельт (см. рис. 27).

Поозерские краевые образования имеют высоту над уровнем моря в основном 177-200 м, наибольшей высоты (300 м) достигают в пределах ледораздельных массивов. Над прилегающими днищами низин они возвышаются на 10-38 м, максимально – 138 м.

Наиболее высокие участки угловых массивов образуют крупные напорные конечноморенные холмы, осложненные мелкими флювиокамами. Невысокие грядки, соединяющие соседние массивы, также преимущественно напорные со складчато-чешуйчатой структурой. Увалистые формы, которые в восточном направлении отходят от Буйвиджайского массива, обычно сложены флювиогляциальными дельтовыми отложениями. Склоны и подножья Ошмянской возвышенности осложнены озерно-ледниковыми уровнями.

С краевыми образованиями Ошмянской и Логойской возвышенностей парагенетически связаны Нарочано-Вилейская и Воке-Мяркисская депрессии лопастных бассейнов, из которых отжимались блоки пород на склоны возвышенностей. В поверхности ледниковых отложений ошмянской толщи депрессии выступают в форме моренных низин. Рельеф таких низин плоский, иногда плоско-волнистый. По периферической их части отчетливо выражены обширные ложбины и котловины ледникового выдавливания, соответствующие по размерам объему ошмянских конечных морен. Краевые депрессии вытянуты вдоль возвышенностей, иногда усложнены гляциокарстовыми формами. На северо-запад от вершины Ильянского массива на Нарочано-Вилейской низине протягивается межязычковое моренное возвышение.

Депрессии лопастных бассейнов ошмянского ансамбля гляциодислокаций сложены из монолитных и плитчатых основных морен мощностью от нескольких до 40 м. Удлиненные обломки из этих морен характеризуются простиранием по направлению движения льда. На отдельных участках равнины с повышенной мощностью днепровских отложений, где поверхность осложнена поднятиями, развиты чешуйчатые надвиги из подстилающих аккумуляций.

На большей части территории низин покров морены перекрыт или замещен гляциогенными, водно- и озерно-ледниковыми аккумуляциями поозерского ледника.

Для более полного воссоздания условий формирования макроформ Минской и Ошмянской возвышенностей и дренажной сети следует кратко охарактеризовать эрозионные формы, которые значительно преобразовали в минское и ошмянское время поверхность морфоскульптур. Эрозионные формы представлены мальми, часто суходольными долинами и мощными сквозными дистальными и латеральными прадолинами. Малые ложбины приурочены к внешним частям фазальных комплексов. Среди этих ложбин преобладают дистальные долины, часто соединяющиеся во внешних частях макроформ в сплошную сеть. Ложбины слабо углублены, днища их неровные с заметным продольным уклоном, склоны нечетко выработаны. Выстланы они незначительными накоплениями руслового аллювия, а местами, на приподнятых порогах, – валунами (Кудаба, 1986). В настоящее время ложбины этого типа используются верхним течением р.Птичь, Усса, Исlochь, Волма, а также всеми реками внешнего склона ошмянских конечноморенных гряд.

Сквозные прадолины в рельефе Минской и Ошмянской возвышенностей развиты более ограниченно, преимущественно на лопастных дугах краевых образований и вдоль зоны сочленения стадияльных макроформ. Они прорезают самые низкие места грядовых цепей, где широко представлены флювиогляциальные грядки, озы, гривы, камы и камовые массивы. В ошмянских внутренних краевых комплексах в долинах отмечаются следы прорыва вод из подпруженных приледниковых водоемов. Наиболее мощными оказались те сквозные прадолины, по которым спускались талые воды от края лед-

ника минской, а затем ошмянской стадий. К таким относятся водно-ледниковая дистальная ложбина, ныне дренируемая р.Свислочь, и сквозные латеральные прадолины, по которым текут р.Исloch, Вяча, Усяжа и Гайна. Эти ложбины занимают долинныи зандры, содержащие мощные сложные толщи флювиогляциальных отложений и 1-3 террасы.

Менее крупные сквозные прадолины являются каналами дренажа талых вод деградирующего льда и приледниковых бассейнов фазисальных ледниковых покровов. Более длинные из этих ложбин, начинающиеся у проксимальных краевых комплексов Ошмянской и Логойской макроформ и прослеживающиеся через них вплоть до дистальных окончаний, имеют несколько выпуклый продольный профиль с абсолютными высотами до 190-210 м и относительными глубинами до 20-30 м. Ложбины корытообразные, широкие, днища их слабовогнутые и плоские, склоны четкие, местами террасированные. Типичными на описываемой территории являются те из них, по которым текут реки Мяркис и Клева, Ошмянка и Гольшанка, Западная Березина, Рыбчанка и Свислочь, Илия и Гайна, Вилия, Поля и другие (Дементьев, 1954). Они выполнены маломощными (5-10, иногда до 25 м) покровами песков, песчано-гравийных накоплений и галечников. Сквозные ложбины закладывались преимущественно на этапах таяния фазисальных ледниковых покровов в пониженных местах языков, при эродировании и врезании талых вод в периферические льды и конечные морены. Окончательно оформились они в поздние этапы деградации ошмянского ледника при отводе вод отодвинувшейся к северу приледниковой зоны или при прорыве и стекании вод подпруженных приледниковых бассейнов.

ВЫВОДЫ

Комплекс краевых образований Минской и Ошмянской возвышенностей отличается от других возвышенностей Белорусской гряды как разновозрастное ледниково-аккумулятивное сооружение. В современном морфологическом облике краевых образований выделяются три макроформы - ледораздельная Ивенецкая возвышенность и маргинальные Логойская и Ошмянская возвышенности, сформировавшиеся в результате активной и отчасти пассивной деятельности ледника в минскую и ошмянскую стадии днепровского оледенения. В пределах Ивенецкой возвышенности минской стадии широко развиты чешуйчатые конечные морены и приледниковые флювиогляциальные формы пяти более мелких систем фазисального ранга: шацкой, озерской, койдановской, раковской и ивенецкой. Морфологически их участки выражены грядами и массивными куполовидными поднятиями, которые вместе образуют компактный моренный массив. В центральной части этой возвышенности (койдановском комплексе) расположены многоярусно-чешуйчатые конечные морены в виде крупных куполовидных поднятий и отходящих от них гряд. Для склонов макроформы характерны относительно менее крупные скибовые гряды и угловые возвышения, а также рельеф валобразных флювиогляциальных гряд и холмов.

Логойская и Ошмянская возвышенности как морфологические части фронтальной системы конечных морен, надстраивающихся с севера Ивенецкую возвышенность, относятся к более молодой ошмянской стадии повторного наступания днепровского ледника. Макроформы ошмянской стадии формируют комплексы ледниковых образований до пяти фаз подвижек и остановок ледника. В структуре этих комплексов преобладают высокие гряды и пологоволнистые участки, представляющие собой выраженные в рельефе гляциодислокации. На выпуклом к югу участке дистальных комплексов расположены многоярусно-чешуйчатые конечные морены, морфологически выступающие в

виде главных водораздельных гряд и куполовидных поднятий. В комплексах позднейших фаз многоэтажные чешуйчато-складчатые пакеты шире развиты на Опшмянской возвышенности, где образуют крупные гряды, пологоволнистые и плоские плато. В этих комплексах восточной логойской части пояса территория характеризуется невысоким грядово-холмистым конечноморенным рельефом. В сочетании с конечными моренами всех фазиальных комплексов развиты разновидности зандровых, конусовых, дельтовых и других флювиогляциальных и лимногляциальных отложений. Роль этих маломощных и разрозненных по площади образований в создании возвышенностей не столь значительна, как гляциодислокаций.

Выявленные особенности строения и рельефа возвышенностей позволяют подойти к выяснению механизма их формирования в антропогене.

Глава 5

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Основные этапы формирования возвышенностей в антропогене

Строение и рельеф Минской и Ошмянской возвышенностей указывают на то, что эти макроформы зародились в антропогене и эволюционировали под переменным воздействием материковых оледенений, процессов перигляциальных и межледниковых обстановок. Все это происходило на фоне заметного проявления тектонических движений. Все же важнейшим геологическим и морфогенетическим фактором явились оледенения, при периодических наступаниях которых и происходило преимущественно становление возвышенностей. При этом каждое новое оледенение преобразовывало отложения и формы предыдущего, создавало новые черты структуры и морфоскульптуры возвышенностей, т.е. знаменовало крупный этап их развития. В межледниковья рельеф краевых сооружений не столь сильно подвергался изменению и сохранял основные особенности ледникового. Более важную роль в эволюции описываемых макроформ сыграло время, наступившее после деградации последнего на данной территории ледника, когда возвышенности получили окончательное оформление.

Исходя из сказанного, в истории формирования возвышенностей можно выделить четыре основных этапа: заложения древнейших ядер (наревский), создания первоначальной структуры (березинский), оформления современных возвышенностей (днепровский) и преобразования рельефа (верхнеплейстоценово-голоценовый). Во время различных этапов существовали свои особенности морфогенеза.

Заложение древнейших ядер (наревский этап)

Наличие в основании антропогеновой толщи наревских отложений свидетельствует о том, что первоначальное обособление ядер будущих возвышенностей как форм рельефа краевой зоны произошло во время одного из самых древних оледенений. Судя по существующим схемам предельных границ распространения наревского оледенения, разработанным многими исследователями (Rózycki, 1975; Lindner, 1984; 1988 а, б; Цапенко, Махнач, 1959; Вознячук, Пузанов, 1966; Гурский, 1974; Холмовой, 1988), во время максимальной стадии этого оледенения территория возвышенностей находилась в полосе деятельности периферии ледникового покрова. Рельеф подстилающей поверхности в значительной мере определял динамическую структуру этой части ледникового покрова. Возникшие на участках крупных понижений (территория Верхне-Неманской, Верхне- и Центральноберезинской низин и разнин) активные массы льда быстро продвигались, формируя ледниковые потоки. В районе обтекания северного склона Белорусской антеклизы (рис.

51) образовался относительно заторможенный участок периферического покрова.

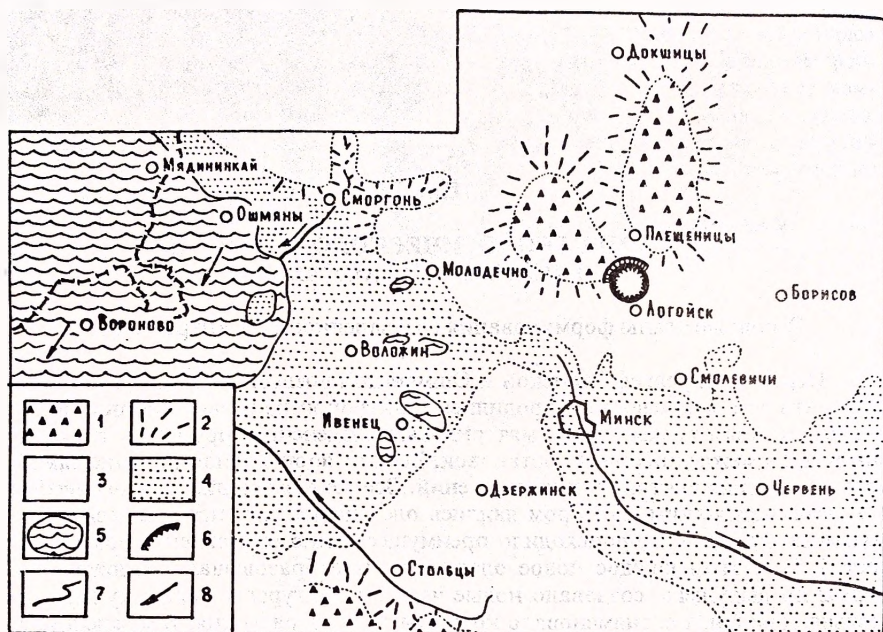


Рис. 51. Палеогеографическая карта-схема территории возвышенностей в брестское преддельниковье: 1 – поднятия относительной высоты до 20-50 м; 2 – пологие скаты равнины; 3 – слабо наклонные участки; 4 – низменные участки, часто занятые озерами; 5 – озера; 6 – уступы; 7 – реки; 8 – направление стока вод. Зубчатое кольцо – Логойская астроблема

Вследствие различного характера движения льда в осевых частях потоков и в зоне конвергенции ледник по-разному взаимодействовал со своим ложем. В центральных частях потоков массы льда, текущие послойно или скользящие глыбами (Евтеев, 1964; Асеев, 1967, 1974; Лаврушин, 1969, 1976; Лаврушин, Чугунный, 1982), отжимали и экзарировали породы ложа и в небольшом количестве перемещали их к ледораздельному району. В активной межпотоковой зоне, где льды напозлали друг на друга по внутренним склонам и разрывам возникали фации чешуйчатых морен, включавших блоки субстрата. Поступление снизу моренного материала и внутриледниковое структурообразование в зоне контакта потоков продолжалось и с наступлением фазы дегляциации (Аболтиньш и др., 1988; Аболтиньш, 1989).

В результате внутрiledникового литоморфогенеза в фазы наступания и начала деградации в пределах северного склона антеклизы были выпажаны ложбины, а между ними сформировался останцовый выступ коренных пород и первичный моренный массив, которые представляли собой цоколь будущих краевых образований.

В фазе деградации динамическая структура краевого покрова ледника и места заложения древнейших краевых образований почти полностью определялись рельефом подледниковой поверхности и восходящими тектоническими движениями, проявившимися в связи с ослаблением ледниковой нагрузки. По Юратишско-Столбцовой и Верхне-Исlochской ложбинам продолжалось движение частей ледника с большим содержанием морены. На

приподнятом межпотоковом массиве и дистальных бортах ложбин, где выходил моренонасыщенный лед, движение ледника затруднялось, в результате чего периферические участки льда выключались из движения и выделяли морену.

Образованию конечных морен способствовало также направленное отжатие подземных вод из-под ледника (Левков, 1980). Миграция вод в сторону внеледниковой области усиливало в породах ложа поровое давление, вызывало инверсию плотностей, что снижало устойчивость отложений. На таких участках начиналось активное формирование чешуйчато-надвиговых гляциодислокаций и других напорных образований. В итоге создались пацеллоформы руденского фазиального углового массива, построенные из счешуенного материала и приледниковых флювиогляциальных отложений, а по дистальным бортам ложбин возникли маргинальные грядки, отходящие от массива в южном и восточном направлениях.

В процессе дальнейшего сокращения наревского ледника и уменьшения в связи с этим ледниковой нагрузки активизировалась древняя Ошмянская зона разрывных нарушений. Она приводила к изменению плотностных и других физико-механических свойств чехла осадочных пород и въздыманию (вероятно, на первые десятки метров) участков ложа вдоль оси разломной зоны: раньше – дистального, позже – проксимального крыла. Возникали пологие флексуры и разрывные структуры, которые обособлялись в рельефе ложа в виде приподнятых участков с южной стороны перегибов. С этого времени подобные поднятия и ранее сформировавшиеся останцовые выступы создавали локальный барьер на пути ледяных потоков, способствовали торможению движения льда, выключению из него тех частей, которые занимали ложбины предыдущей фазы, и обособлению новых, сравнительно активных наревских Вилийской и Мяркисской лопастей. Краевые части лопастей у препятствий сгружали значительные массы конечноморенного материала и создавали самостоятельные маргинальные возвышения, тогда как в межлопастной зоне формировали угловой массив. Так образовался першайский пояс краевых ледниковых образований (рис. 52).

По существу на этом заканчивается первый ледниковый этап формирования возвышенностей, проявившийся в создании сравнительно маломощных краевых морен напора. В течение его получила начальное оформление структура макроформ, а также заложились первые сквозные долины и долины прорыва крупных рек. Древний водораздел впервые в антропогене вышел на конечноморенные сооружения.

Дальнейшее развитие первоначальных краевых образований возвышенностей связано с переработкой их в послеледниковое время, беловежское межледниковье и в перигляциальной обстановке березинского оледенения. В послеледниковое время и в беловежское межледниковье произошло некоторое поднятие территории, заложение глубоких (20-30 м) долин крупных рек Североморского и Черноморского бассейнов. Прекратилось термокарстовое деформирование моренной поверхности, появились полье формы и озера в центральных частях и в гляциодепрессиях углового массива и маргинальных возвышений (Комаровский, 1988). Склоновые процессы привели к снижению водоразделов, расчленению склонов и способствовали накоплению в озерных котловинах беловежских гиттий, а в речных долинах – слоев русловых песков с линзами старичных образований. В начале березинского оледенения тектоническое поднятие наревских краевых форм рельефа, способствовавшее их расчленению, сменилось опусканием, что вызвало снижение поверхности и заполнение понижений продуктами сноса. В связи с опусканием, перестройкой природных условий в направлении перигляциальных обстановок произошло заполнение западин и котловин поверхности наревских мезоформ

перигляциальными алевритами и глинами с органическими остатками, с прослоями делювия и солифлюксия, а речных долин – алеврито-песчаным аллювием венедской серии.

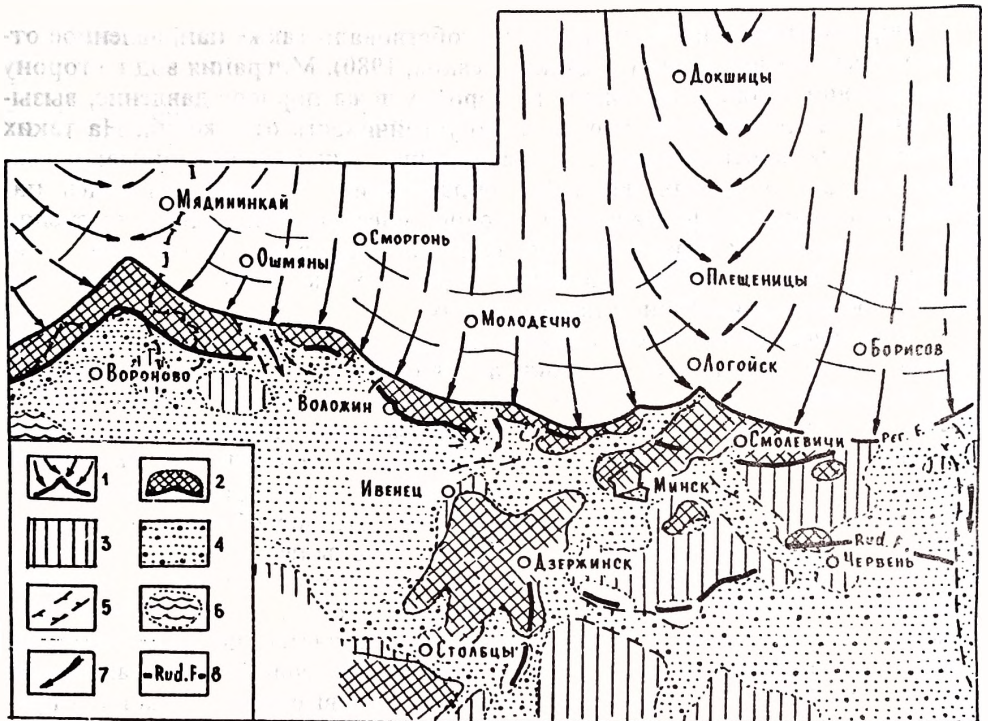


Рис. 52. Палеогеографическая карта-схема першайского этапа заложения древних ядер возвышенностей в нарвское оледенение: 1 – направления движения ледника; 2 – краевые образования; 3 – моренные равнины; 4 – зандровые равнины; 5 – ложбины стока талых ледниковых вод; 6 – приледниковые водоемы; 7 – направление стока талых вод; 8 – граница руденской фазы

Создание первоначальной структуры (березинский этап). В результате березинского оледенения в ходе роста ледникового щита территория возвышенностей претерпела гляциоизостатический наклон в сторону ледника (Былинский, 1988). По периферии щита возник гигантский, смещающийся к югу приледниковый бассейн, среди которого островками оставались только самые высокие участки нарвского массива и маргинальных валов. Остальные неровности перекрывались лимногляциальными глинами и алевритами. Нарастивание по вертикали нарвских форм глинами и алевритами привело к смягчению рельефности углового массива и маргинальных возвышений.

В максимальную стадию березинского оледенения ледниковое ложе, весьма выравненное слоями глин и алевритов, способствовало относительной однородности динамической структуры ледникового покрова. На более древней и грубой морене пластичные лимногляциальные породы выступали в форме смазки, тонкими слоями захватывавшейся ледником в ходе послойно-пластического течения льда (Левков, 1980, 1983). На лобовых участках поднятий ледникового ложа пластичный и подстилающий материал легко дислоцировался. В условиях движения льда по надвигам и сколам эти породы срывались, облегчая насыщение льда мореной. При этом избыточно наполненные обломочным материалом слои льда отслаивались и формировали облекающий слой основной морены березинского возраста.

В регрессивный этап существования ледника, когда, очевидно, по его периферии возникло и быстро распалось поле мертвого льда, в пределах воз-

вышенностей вновь выступили основные моренные поднятия и гляциодепрессии.

Динамическое состояние березинского ледника в регрессивном этапе характеризовалось неустойчивостью, что приводило к изменению положения его края. В смиловичскую стадию почти все возвышения находились под льдом и только самое южное поднятие, располагавшееся в межъязычке березинских Верхне-Неманской и Верхне-Березинской лопастей у границы ледникового покрова, оказалось в зоне краевой аккумуляции. Поверхность основной морены, выстилавшей поднятие, в результате подвижек края ледника, выжимания и скучивания ранее накопленных лимно-, флювиогляциальных, моренных и коренных пород оказалась погребенной под напорными моренами. В результате на угловом участке между лопастями возник массив конечноморенных образований. Во внешних склонах массива и мелкогрядовых комплексов накопились полосы флювиогляциальных отложений.

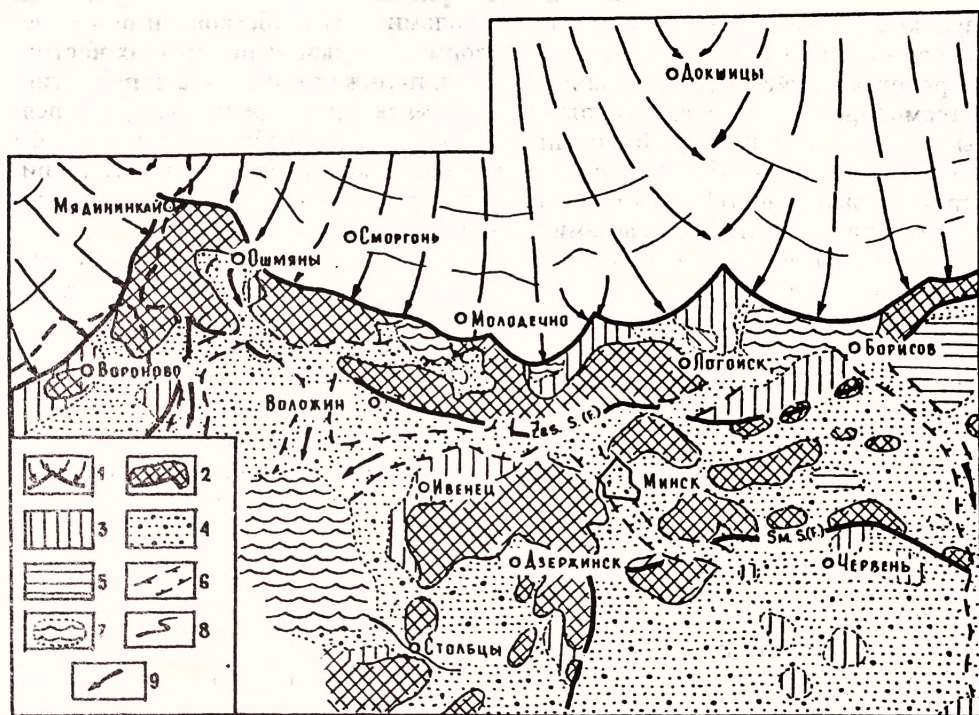


Рис. 53. Схема возникновения первоначальной структуры возвышенностей в заславскую стадию (фазу) березинского оледенения: 1 - направление движения ледника; 2 - краевые образования; 3 - равнинные участки, сложенные моренами; 4 - зандровые равнины; 5 - участки лимногляциального равнинного рельефа; 6 - ложбины стока талых ледниковых вод; 7 - крупнейшие реки; 8 - направление стока талых вод; 9 - граница смиловичской стадии (фазы)

При завершении смиловичской стадии создались предпосылки для гляциоизостатической активации Ошмянской зоны разрывных нарушений. Воздымания в этой полосе усилили неровности поверхности маргинальных наревско-березинских поднятий. В последующую стадию (фазу) заславской подвижки ледниковый покров упирался в преграду из сформированных к тому времени грядок. Неровности ложа в пределах этого пояса поднятий способствовали появлению скибовых гляциодислокаций и других в подстилающих раннеантропогенных и коренных породах. В заславскую стадию краевой аккумуляции в процессе максимального разрастания ледниковых лопастей

гляциогенные нарушения оказались надвинутыми на высокие участки ранее сформированных поднятий. В фазе дегляциации дислоцированные толщи и мереносодержащие пачки льда благодаря возрождавшимся подвижкам лопастей создали сближенные осцилляторные морены напора. Такие толщи морен вошли в основание маргинальных возвышенностей и моренных массивов (рис. 53) пояса березинских краевых гряд. В итоге березинского этапа были созданы уже довольно крупные формы рельефа – моренный массив на юге и надстраивающие его к северу фронтальные краевые палео-гряды, которые представляли собой цоколи будущих возвышенностей.

В березинское позднеледниковье – начале александрийского межледникового термокарстовые просадки деформировали моренную поверхность возвышенностей и гляциодепрессий. В небольших котловинах возникали многочисленные озера. Активно врезались в междулучные пространства возвышенностей, испытавших гляциоизостатическое поднятие, водотоки бассейнов Пра-Немана и Пра-Березины. Водотоки рассекали положительные формы глубокими (более 20 м) долинами и суходолами и способствовали обособлению эрозионных останцев ледниковых форм. Быстрый вынос мелких частиц, сопровождавшийся выщелачиванием пород, понижал поверхность поднятий. В термокарстовых озерах накапливались александрийские мергели, а в речных долинах отлагался пойменный аллювий. Этап преобразования рельефа завершился усилением склоновых процессов и некоторым опусканием территории возвышенностей. Это привело к частичному выколаживанию рельефа и заполнению понижений массами мелкоземистого материала.

Сформление современных возвышенностей (днепровский этап). В днепровский этап, как и в ходе предыдущего оледенения, выделяется три подэтапа (стадии). В течение максимальной стадии повторно складывались гляциодинамические и литоморфогенетические условия, подобные тем, какие существовали во время максимальной стадии березинского оледенения. Выступы морен, кроме наиболее высоких в приледниковых бассейнах и водноледниковых потоках, возникавших по периферии разраставшегося днепровского ледника, выравнивались лимногляциальным и водно-ледниковым материалом. Во время максимума оледенения те участки ледникового щита, перекрывавшего возвышенности, которые имели неровности субстрата, отличались дифференцированным течением льда, что оказывало неодинаковое воздействие на ложе. Там, где лед взбирался на поднятия, у склонов их и подножий в отложениях ложа создавались гляциодислокации, в том числе с отторженцами коренных пород, а также формировалась мощная мереносодержащая толща. На более широко развитых пологих повышениях и понижениях ледникового субстрата в ходе послойно-пластического течения льда аккумуляровалась массивная основная морена с ограниченным развитием гляциоструктур. Создание яруса основной морены в пределах возвышенностей продолжалось как на первых стадиях сокращения ледникового покрова, так и в процессе небольших подвижек и остановок ледникового края в мозырскую, сожскую и могилевскую фазы. Далее на неровностях возвышений произошло омертвление льда, а освободившиеся от него моренные и другие аккумуляции образовали нижний структурный ярус крупных моренных поднятий (рис. 54). Таким образом, к началу последующих подэтапов маргинальной аккумуляции накопились мощные толщи нижне- и среднеантропогенных отложений, послуживших исходным материалом для крупнейших морфоскульптур, и завершилось формирование цоколя возвышенностей.

К этому времени днепровский ледниковый щит начал повторно трансгрессировать и наступила минская стадия развития покрова. Его периферическая часть, продвигавшаяся к возвышениям, в гляциодинамическом отношении представляла собой два ледниковых потока (Балтийско-Неманский и

Карельско-Днепровский) с активным ледоразделом. На рассматриваемую территорию ледниковые потоки заходили мощными лопастями, занимавшими Верхне-Неманскую и Верхне-Березинскую низины. Ледораздел потоков и лопастей находился на наиболее высоком южном поднятии днепровских острововидных макроформ и имел близкое к субширотному простирание. По ныне выраженному в рельефе внешнему гляциоморфологическому комплексу Ивенецкой возвышенности проходил край минского ледника, заканчивавшийся отчетливым уступом к Пуховичской равнине.

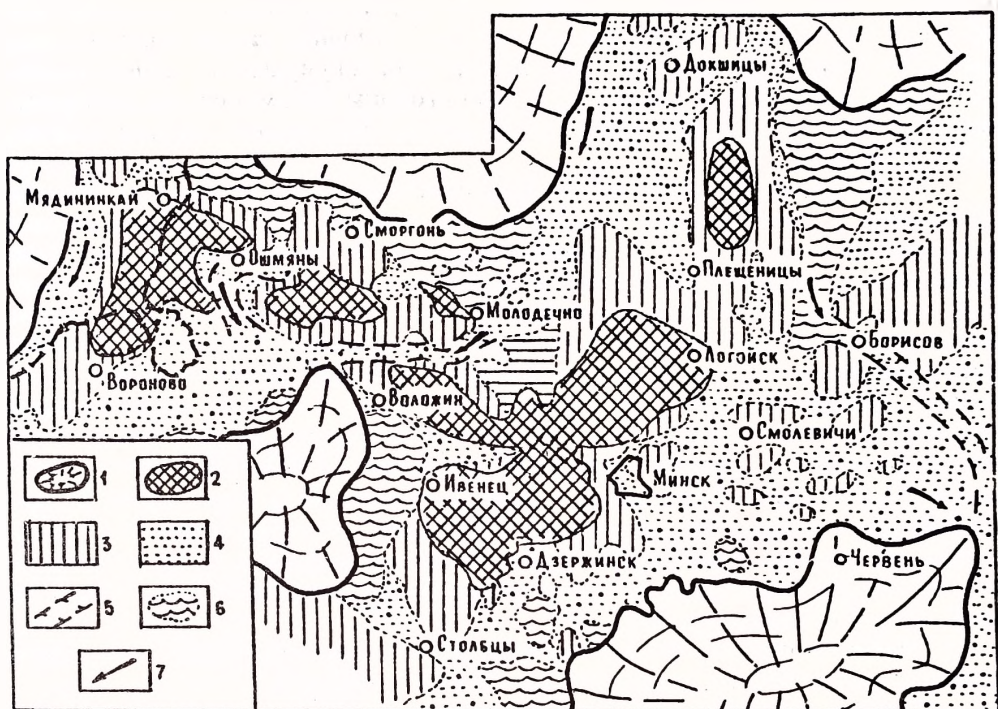


Рис. 54. Оформление днепровских острововидных возвышенностей (реконструкция): 1 - локальные останцы деградирующего льда; 2 - острововидные возвышения; 3 - слабо наклонные и равнинные участки рельефа, сложенные основной мореной; 4 - песчаные равнины; 5 - ложбины стока; 6 - приледниковые водоемы; 7 - направление стока талых вод

Минский подэтап протекал в целом в условиях сокращения ледникового покрова, когда последовательное отмирание и таяние полос льда от периферии ледника к центру в межфазисы чередовались с фазисальными ритмическими небольшими подвижками его края (Вальчик, 1989). В ходе деградации минского ледникового покрова проявилось пять динамически активных фаз. Условия гляциодинамики и литоморфогенеза по периферии ледника, где зарождались фазисальные краевые комплексы, были неодинаковыми.

В фазу наибольшего разрастания минского ледника краевая часть покрова на участке межязычья располагалась с южной и юго-восточной стороны цоколя возвышенности. Здесь ледниковый покров, представлявший собой площадь маломощного, хотя и способного к растеканию льда, гляциотектонически воздействовал на ложе не столь сильно, как с проксимальной стороны поднятия. Только на стыках лопастей, языков и местами по их фронту в породах ложа возникли небольшие скибовые деформации, которые и представляют ныне напорные гряды шацкого комплекса. После омертвления льда в пределах краевой зоны и обособления конечных морен шло интенсив-

ное таяние внешних частей покрова, в результате чего у подножий краевых гряд с их внешней стороны накапливались гравийно-галечные и песчано-гравийные отложения, а с внутренней – камовые образования.

В фазу озерской подвижки трансгрессирующей лед, в отличие от покрова максимальной фазы, продвигался по проксимальным, наклонным к леднику склонам ранее возникших поднятий. Эти подвижки вызывали срыв и смещение блоков пород ложа, передвижение во фронтальной зоне мореносодержащего льда по сколам и разрывам, что привело к появлению озерских морен напора межлопастного поджатия (высоких куполовидных поднятий) на месте ледораздела и расходящихся от них морен напора фронтального давления ледниковых лопастей в депрессиях. В условиях таяния мертвого льда при интенсивном проявлении водно-ледниковой аккумуляции в полосе конечных морен и открытых зонах с их южной стороны сформировался периферический покров отложений флювиогляциальных гряд-валов, конусов выноса, дельт и зандров.

В койдановскую фазу массы льда наплзли на самые высокие участки возникших к тому времени поднятий. Эти мощные массы периферического льда оказывали на ложе более сильное воздействие, чем в прежнюю фазу. Они приводили к выдавливанию пластин моренных и водно-ледниковых отложений, подъему и скучиванию слоев моренонасыщенного льда в область сочленения лопастей и их фронтальную зону. Это привело к созданию мощных дислоцированных толщ. В фазу сокращения площади льдов подобные нарушения надстраивались с проксимальной стороны сериями многоэтажных чешуйчатых комплексов. С освобождением поверхности от льда чешуйчатые гляциодислокации образовывали наиболее крупное в краевой среднеплейстоценовой зоне моренное поднятие – гору Держинскую, а также серии обрамляющих его конечных морен напора, отходящих к востоку и югу. В рецессионной обстановке проявилась аккумулятивная деятельность талых вод. В результате по периферии местами возникли флювиогляциальные гряды и валы, камы, зандры и другие.

Завершающие раковская и ивенецкая фазы минской стадии протекали в условиях циклического ослабления краевой аккумуляции.

Периферический покров на межлопастном участке трансформировался в менее мощный и замедлял подвижность. Выступы гряд предыдущей фазы предопределили расчленение трансгрессирующей краевой зоны на более мелкие локальные микроязьки, окаймлявшие поднятие койдановского комплекса. С проксимальной стороны высоких койдановских возвышений под воздействием ледниковых микроязьков и межъязычий в рецессионно-динамической обстановке происходило формирование огромных по размерам микромассивов, соединяющих серий гряд и более пологих участков. При пульсирующем характере деградации ледника в пределах названных форм рельефа и языковых гляциодепрессий сохранялись глыбы омертвевшего льда, в ходе таяния которого на разных отметках формировался наложенный комплекс водно-ледниковых отложений.

В итоге завершения минской стадии над поднятием ледникового субстрата в южной части Минской возвышенности возник мощный моренный массив. Некоторое значение в развитии ледникового рельефа этой макроформы имела эродирующая деятельность таловодных потоков, возникавших при таянии периферической части льдов на пониженном восточном участке. Наиболее заметным результатом этой деятельности были заложение сети ложбин стока талых вод и сквозных прадолин, унаследованных впоследствии. Свислочь, Птичь, Волма, Усяжа и др.

В опшмянскую стадию днепровского оледенения произошло новое крупное надвигание ледника. Оно сопровождалось заметной перестройкой дина-

мической структуры покрова. При этом активные потоки наступали с северо-запада единым сегментом. Зона конвергенции выводных ледников смещалась к востоку на вытянутый в северо-западном направлении выступ, оформившийся в минскую стадию и более древние оледенения. По-видимому, толщина ошмянского покрова была меньшей.

Территорию возвышенностей ошмянский ледник пересекал Вилийской, Мяркисской лопастями и Мядининкской ледораздельной зоной, обособившимися под влиянием рельефа ложа. Активные периферические льды лопастей, встретив на своем пути преграду в виде субширотной системы возвышенностей, перекрыли ее и остановились у дистальных склонов. В субмеридионально вытянутых Рыбчанской и Двиносской депрессиях край Вилийской лопасти интессировал несколько дальше к югу двумя языками: Рыбчанским и Двиносским. Первый из них остановился у Ивенецкой возвышенности, упершись с резким угловым несогласием в субмеридиональные гряды более древней макроморфы на водораздельном участке между р.Исloch и Свисloch (рис. 55).

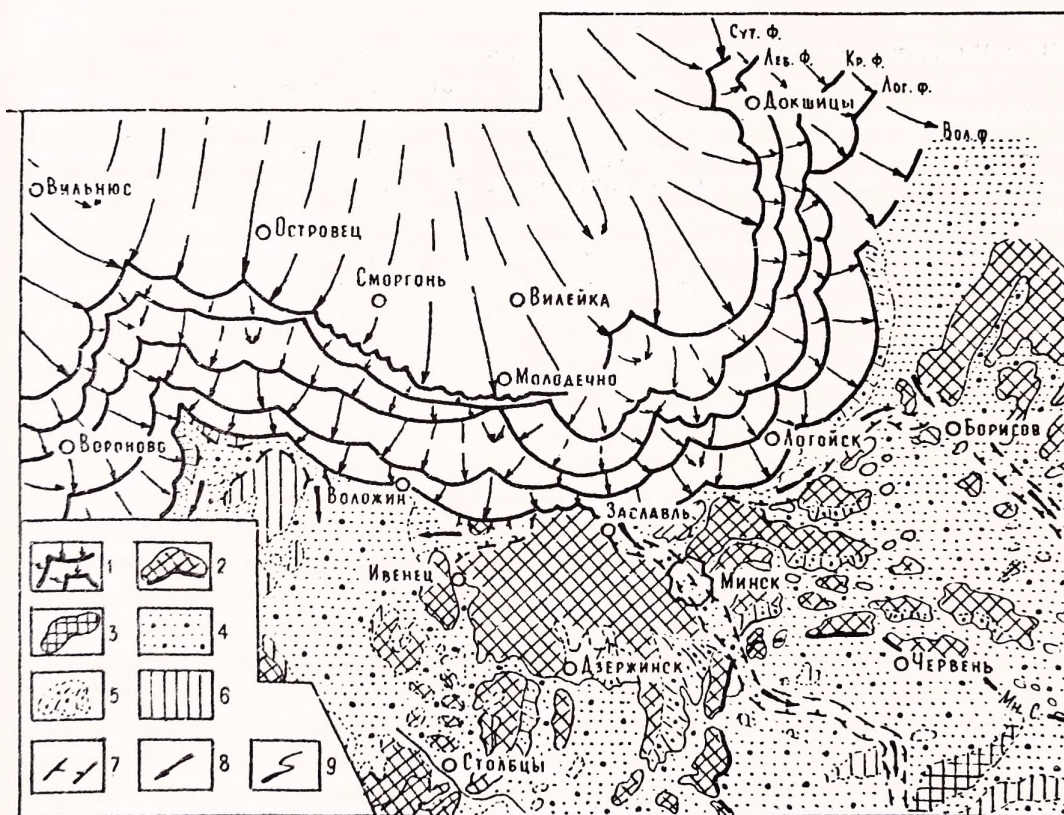


Рис. 55. Ошмянский ледниковый покров и связанные с ним краевые комплексы возвышенностей (реконструкция): 1 - ледниковый покров с обозначением направления движения льда; 2 - краевые образования и максимальная граница минской стадии; 3 - могилевские краевые комплексы; 4 - зандры; 5 - периферический ледниково-флювиогляциальный рельеф; 6 - участки поверхности, сложенные моренами; 7 - ложбины стока талых вод; 8 - направление стока. Вол. Ф., Лог. Ф., Кр. Ф., Леб. Ф., Сут. Ф. - максимальные границы распространения воложинской, логойской, кривской, лебедевской и сутковской фаз ошмянской стадии

Усиленное формирование толщи ошмянских отложений в пределах пояса островидных поднятий и окончательное обособление Ошмянской и Логойской возвышенностей произошло в ходе деградации ледника ошмянской стадии в процессе воложинской (максимальной), логойской, кривской, лебедевской и сутковской фазальных подвижек ледникового края. В ходе ошмян-

ской стадии надразломные образования находились в красной зоне ледника, в которой неодинаково проявлялась аккумуляция конечноморенного материала не только при каждой фазальной подвижке, но и во все время деградации. Приуроченность наиболее мощных конечных морен максимальной, логойской и последующих фаз к разным частям дуги ошмянских гряд указывает на то, что в ходе деградации ледника в фазы повторного наступания изменялись характер движения периферического льда и активность фронтальной зоны Вилейской лопасти и Мядишского межъязычья, что влекло за собой изменение особенностей взаимодействия льда и ложа.

В максимальную и логойскую фазы на участках стыков языков Вилейской лопасти и у контакта со склоном Ивенецкой возвышенности, где интенсивнее проявлялось движение льда по надвигам, происходил срыв пластин предфронтальных водно-ледниковых и гляциогенных отложений, перемещение материала кверху против уклона поверхности минских конечных морен и нагромождение его здесь в многоэтажно-чешуйчатые сооружения. В направлении к боковым частям Вилейской лопасти и Мядишского углового стыка вследствие уменьшения интенсивности перемещения льда понижались горизонтальные градиенты давления и напряжение. В связи с этим ослабли экзарация и процесс образования гляциодислокаций в породах ложа.

Во время максимальной фазы на краях лопасти и в межлопаственном стыке в основании ледника происходило заложение не крупных гляциотектонических сооружений (небольших гряд) в ходе формирования складок сжатия, нагнания или вследствие счешувания слоев глины, алевролита, песка и моренного суглинка. На центральных участках поднятий также шло образование складчатых и надвиговых гляциоструктур в мореносодержащем льду. В более молодую логойскую фазу в проксимальной полосе гряд, оказывавших тормозящее воздействие на продвижение ледника и тем самым повышавших его дислоцирующую способность, возникали системы более крупных конечных морен, построенных по чешуйчато-складчатому типу.

В ходе воложинской и логойской фаз во внешней полосе ошмянского пояса рельефа образовывались напорные конечноморенные гряды. Наиболее мощные и высоко поднятые аккумуляции этих фаз создавали в лобовой части Вилейской лопасти формообразующий каркас Ильянского моренного массива и гряд фронтальных ветвей Логойской возвышенности. На боковых же участках лопасти создавались невысокие моренные валы, гряды и угловые массивы. На участке, где ледник упирался в склон Ивенецкой возвышенности, краевые образования ошмянской стадии срезали конечноморенные сооружения более древнего комплекса и надстроили его к северу, связав тем самым межлопастной массив и фронтальные гряды в гетерогенную возвышенность, называемую Минской. В ходе дегляциации в зонах маргинальных и угловых конечных морен формировались периферические водно-ледниковые образования. На дистальных участках льдов в процессе фазальных подвижек в абляционных понижениях накапливались разнообразные, преимущественно флювиогляциальные отложения озов, камов, пологих грядок и дельт. Особенно мощные (десятки метров) толщи таких аккумуляций отложились в дистальной части Ильянского массива, где они образовали полосу грядово-ложбинного ледниково-флювиогляциального рельефа. В маргинальных ложбинах, унаследованных р. Исloch, Усяжа - Гайна и Свисloch, в это время накапливались задровые отложения долинного типа, а в межгрядовом Цяньском понижении отлагались озерно-ледниковые слои.

В ходе последующих кревской, лебедевской и сутковской фаз оледенения особенности динамики льда и морфогенеза в пределах надразломных днепровских поднятий заметно изменились. В эти фазы уже западная периферия Вилейской лопасти и межлопастная Мядишская зона представляли

собой активно пульсирующие участки, тогда как восточный сегмент лопасти перемещался менее интенсивно. На поднятиях у края межлопастной зоны и западного сектора Вилийской лопасти, благодаря подвижкам льда, проявлялись сильное сжатие и дислоцирование залегающего в субстрате песчано-алевритно-глинистого материала и мореносодержащего льда. Срыв отложений преимущественно осуществлялся по линиям внутренних разрывов, причем возникали разрывные деформации значительной амплитуды. Поэтому здесь во время подвижек срывались, перемещались и сгущивались их чешуевидные блоки. В результате возникали конечные морены, построенные из многоэтажной системы блоков, прижатых друг к другу и смятых в складки разных типов. Это приводило к появлению особенно мощных конечных морен.

В завершающую сутковскую фазу на участке этих краевых образований происходило уменьшение мощности ледника. Неровности ледникового субстрата способствовали возникновению небольших языков. В результате активной деятельности краевых частей этих языков формировалась группа скибовых и складчатых гляциодислокаций из пород субстрата, а также разнообразные динамические структуры в морене. В рельефе они проявлялись в форме мелкофестончатых серий конечных морен, которые представляли собой субпараллельные гряды, разделяющие их мелкие угловые массивы и радиальные "горы".

На восточном сегменте Вилийской лопасти, где фазальные подвижки проявлялись в меньшей степени, краевая зона ледника оказывала не столь сильное воздействие на ложе. По периферии Ильянского массива, Рыбчанского и Двиносского амфитеатров ледник создавал чешуйчатые гляциодислокации, нередко складки сжатия и изгиба. Правда, складки и чешуи здесь имели небольшой масштаб, проявлялись в более узких полосах и образовывали сравнительно менее мощные формообразующие комплексы. На малоподвижном северном боковом крае лопасти при упруго-пластическом деформировании мореносодержащей толщи льда и пластично-мерзлого материала на поднятиях закладывались преимущественно брахиантиклинали, брахисинклинали и другие типы складок сжатия и сдвига.

После дегляциации на освобожденных западном межлопастном и фронтальном поднятиях наиболее мощные толщи кревской, лебедевской и сутковской фаз создали самые высокие угловые массивы и гряды Мядининского межлопастного массива, а также крупные рельефные гряды восточной фронтальной зоны Ошмянской возвышенности. Маломощные толщи на логойском отрезке образовывали не столь крупные и небольшие гряды и валы проксимального склона. А самые маломасштабные складчатые нарушения на северном окончании гляциотектонической дуги привели к появлению пологоволнистого плато северной оконечности Логойской возвышенности.

При таянии льда краевые отложения были преобразованы гляциокарстом, оплыванием, эрозией, водно-ледниковыми аккумуляциями. В пределах этих гляциодислокаций сформировался наложенный комплекс абляционных морен и водно-ледниковых отложений, возникали озы, камы, камовые террасы, усложняющие исходный рельеф склонов гряд. Наряду с этим происходила расконсервация гляциодепрессий, сквозных долин, заложение ложбин стока талых вод, заполнение их песчаным и грубообломочным материалом. В период деградации ледника кревской фазы по берегам приледникового водоема, возникшего в гляциодепрессии на западе Ильянского массива в истоке р. Удра, склоны смежных с водоемом гряд местами принимали форму бенча, в основном же они выполаживались за счет накопления песков, алевритов и глин.

В результате отмеченных выше особенностей динамики периферии ошмянского ледникового покрова в пределах возвышений обособились такие

крупнейшие формы рельефа, как маргинальная Логойская возвышенность и продолжающая ее к западу Ошмянская маргинально-междоустная возвышенность. В ходе ошмянской стадии эти возвышенности надстроили Ивнецкую ледораздельную возвышенность, в результате чего завершилось формирование на территории региона крупнейших морфоскульптур.

Преобразование рельефа (позднеплейстоценово-голоценовый этап). В самом конце ледниковой эпохи и в муравинское время происходило вытравливание погребенных ледниковых глыб и преобразование возвышенностей эрозионной деятельностью водотоков (Кудаба, 1986; Вальчик, 1989 а), врезавшихся в придолинные склоны водоразделов. В то время поверхность водораздельных участков возвышенностей и гляциодепрессий была усложнена многочисленными термокарстовыми западинами, нередко занятыми озерами. На склонах же макроформ оформился эрозионно-скульптурный рельеф. Озерные котловины и западины постепенно обмелсвали и заполнялись озерными и озерно-болотными отложениями.

Преобразование рельефа возвышенностей резко усилилось при наступлении поозерского оледенения. Перигляциальные условия способствовали активному проявлению делювиально-солифлюкционных процессов. Это приводило к размыванию склонов гряд, снижению водораздельных участков. Депрессии и озерные котловины преимущественно заполнялись озерными и делювиально-солифлюкционными образованиями в стадильные похолодания и органогенными озерно-болотными отложениями в межстадийные потепления (Вознячук и др., 1976, 1978; Вальчик, Еловичева, 1985).

Более сильное сглаживание рельефа возвышенностей произвело формирование лессовидных покровов на восточных и южных участках при приближении поозерского ледникового покрова в максимум оледенения к проксимальным склонам макроформ ошмянской стадии. Процессы лёссовобразования способствовали заполнению до краев небольших западин, озерных котловин и к почти полному исчезновению озер. В то же время на внутренних склонах и подножьях Мядининского массива в результате активной деятельности ледниковых языков возникали чешуйчато-надвиговые и складчатые формы. Эти нарушения сформировали систему небольших моренных массивов и соединяющих их мелких грядок и холмов, что предопределили современный облик поверхности западной проксимальной части Ошмянской возвышенности. Местами склоны возвышенностей в фазе дегляциации были эродированы или выположены спуском вод по дренажным ложбинам и из водоемов (Басаликас, 1960, 1967; Вайтекунас, 1967; Ильин, 1967; Кудаба, 1986; Макалаускас, 1964, 1966, 1978).

Эти процессы особенно отчетливо проявились вдоль контакта ледника со склонами возвышенности и в пределах Нарочано-Вилейской низины. При этом на северном склоне Ошмянской возвышенности выработался абразионный наклонный уступ Соловского протока между долинами р. Лоша и Ошмянка в интервале отметок 180-170 м, а также уступ обширного Вилийского бассейна. Его бровка расположена на отметках 167-170 м. У западного склона и подножья Мядининского массива тогда же образовались абразионные уровни подпруженных бассейнов и флювиогляциальные поверхности, сформированные потоками Пра-Няриса и латеральной реки Пра-Жеймяны - Пра-Мяркиса (Кудаба, 1986).

В муравинское межледниковье и в голоцене возросла роль овражной эрозии. Конечные морены были расчленены сложной системой молодых оврагов и балок, особенно на склонах и на водоразделах, имеющих покров лессовидных пород. В то время вышоложивалась изрезанность склонов, а у устьев оврагов у склонов появились конусы и шлейфы пролювиально-делювиальных отложений. На плакорах с лёссовидным плащом происходила деформация

поверхности суффозионными процессами, возникали многочисленные блюдца. Естественному выполаживанию склонов возвышенностей способствовали также техногенные процессы, усилившие денудационный смыв. Рельеф возвышенностей заметно преобразовывался дорожными выемками и насыпями, карьерами, отвалами и т.д. Местами, как, например, к северо-западу от Заславля, восточнее Сморгони, в верховьях р.Удра, произошло переустройство естественного рельефа в техногенный.

Таким образом, в послеледниковый этап возвышенности в основном претерпевали изменения преимущественно в сторону уменьшения размаха и расчлененности рельефа. При этом на участках возвышенностей, расположенных в центральных, широких и бессточных зонах, первичные краевые образования в той или иной степени были денудированы, хотя и сохраняли первоначальный облик заметно лучше, чем на склонах макроформ и в придолинных полосах межречий, где конечные морены сильнее расчленены, выположены и снижены. В результате Минская и Ошмянская возвышенности приобрели современный выровненный пологоволнистый и грядово-холмистый рельеф в наиболее высоких центральных участках и сильно пересеченный крупногрядовый и волнисто-ложбинный денудированный рельеф на склонах.

Важнейшие закономерности распределения полезных ископаемых в пределах Минской и Ошмянской возвышенностей. Распределение полезных ископаемых на территории Минской и Ошмянской возвышенностей предопределено геологическим строением макроформ. Сами возвышенности в основном оформились на участках островидных поднятий поверхности пород максимальной стадии днепровского оледенения. Главной причиной этого служила активная дислокационно-аккумулятивная деятельность ледника у выступов ледникового субстрата в ходе возвратно-трансгрессивных минской и ошмянской стадий. Вследствие подвижек края ледника в фазах дегляциации в пределах островидного цоколя Ивенецкой возвышенности и субширотных поднятий – оснований Логойской и Ошмянской возвышенностей происходила активная аккумуляция конечноморенных образований. Главными составными частями таких краевых форм являются дислоцированные водно-ледниковые песчано-гравийные, гравийно-галечные, алеврито-тонкопесчаные отложения и моренные валунные суглинки и супеси. В межфазные полосы конечноморенных образований освобождались от периферической пассивной ледяной покрывки, после чего создавались благоприятные условия для развития ледниковых потоков на участках, имевших уклон в дистальном направлении и подпружных озер в замкнутых гляциодепрессиях. В таких условиях накапливались флювиогляциальные обломочные породы, лимно-гляциальные глина, алеврит, тонкозернистый песок. Следовательно, на предельных рубежах фазальных остановок ледника минской и ошмянской стадий формировались полосы предфронтальных водно-ледниковых аккумуляций, периферических конечных морен, зафронтальных водно-ледниковых образований. Такая зональность наблюдается в структуре всех фазальных комплексов возвышенностей.

С краевыми образованиями возвышенностей связаны месторождения минеральных строительных материалов. Основными среди них являются гравий, песок, глина и суглинок. В настоящее время в пределах изученной территории разведано по категориям А, В и С₁ около 943,5 млн.м³ гравия вместе с песком (333 месторождения), 2336,4 млн.м³ строительного песка (137 месторождений) и 294,7 млн.м³ глинистых пород (103 месторождения). Запасы этих полезных ископаемых распределяются неравномерно по отложениям разного генезиса (Комаровский, 1985 б, 1990 а). Весьма важно выделить на возвышенностях наиболее перспективные площади распространения природных строительных материалов.

Участки потенциальной добычи гравия и песка находятся в пределах полос развития флювиогляциальных образований вдоль фазальных краевых комплексов. Наиболее крупные из таких полос расположены на внешнем склоне Логойской возвышенности (от Заславля до д.Мстиж Борисовского района), Опшмянской, а также на восточном и юго-восточном склонах Ивенецкой возвышенности. Во многих случаях флювиогляциальные аккумуляции большой мощности замещают по простиранию или перекрывают конечные морены (рис. 56). При поисках гравия и песка первоочередным объектом для постановки геологоразведочных работ должны служить радиальные гряды-валы, плосковершинные, выгнутые и конусообразные формы, расчлененные ложбинами и имеющие общий наклон поверхности в дистальном направлении.

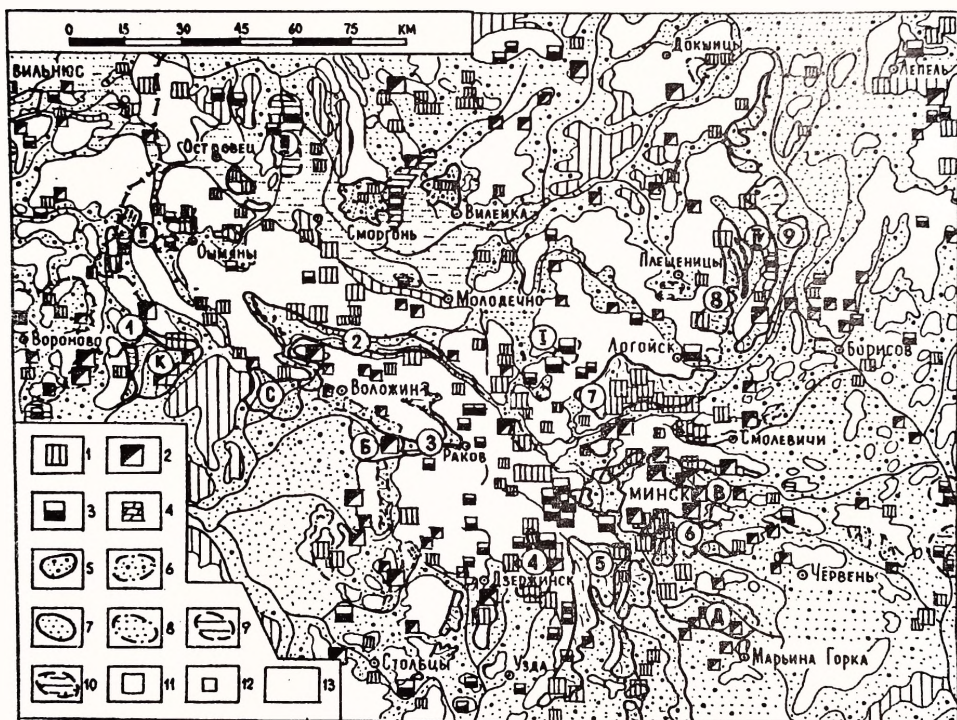


Рис. 56. Месторождения минеральных строительных материалов: 1 - песчано-гравийные отложения; 2 - песок балластный и строительный; 3 - глина и суглинки; 4 - мел в отторженцах; 5 - участки, перспективные на песчано-гравийный материал (1 - Трабский, 2 - Березинский, 3 - Ислочский, 4 - Фанипольский, 5 - Самохваловичский, 6 - Обчакский, 7 - Острошицкий, 8 - Слободский, 9 - Мстижский); 6 - то же предполагаемые; 7 - участки, перспективные на строительные пески (К - Клевинский, С - Саковщинский, Б - Боровиковщинский, Д - Дукорский, В - Волмянский); 8 - то же предполагаемые; 9 - площади, перспективные на глины и суглинки (I - Удранский, II - Опшмянский, III - Дегтяревский, IV - Зембинский); 10 - то же предполагаемые; 11 - месторождения более 1 млн.м³; 12 - то же менее 1 млн.м³; 13 - краевые образования

Вместе с тем значительный интерес представляют флювиогляциальные конусы выноса и дельты, расположенные ниже по склону и у дистальных подножий конечных морен. Здесь песчано-гравийные отложения обладают большей мощностью. Весьма перспективны также участки развития долинных зандров, унаследованных Западной Березиной, Ислючю, Усяжей, Волмой, и площади развития покровных зандров с внешней стороны фазальных гряд и стадияльных макроформ, где во время различных фаз происходило

усиленное накопление флювиогляциального галечника, гравия и песка. Для обеспечения местных потребностей в гравии и строительном песке существенное значение имеет дислоцированный флювиогляциальный материал, участвующий в строении напорных конечных морен.

Месторождения глины и суглинков, как правило, размещены в пределах котловин бывших приледниковых бассейнов и площадей развития лёссовидных пород. При поиске сырья лимногляциального происхождения опорным ориентиром должны служить глубокие замкнутые гляциодепрессии, представляющие собой площади распространения днепровских и более молодых приледниковых бассейнов. Эти участки наиболее перспективны для обнаружения глин. Проявления глинистых пород установлены в пределах днищ гляциодепрессий, унаследованных р.Цна, Удра, Ошмянка, Лоша и другими. Наибольшее внимания заслуживает гляциодепрессия в верховьях Удры, в которой ниже отметок 226 м уже выявлено месторождение глины "Гайдуковка" с запасами сырья более 46 млн.м³. Необходимо специальное изучение площадей распространения лимногляциальных пород у внутреннего края Ошмянской возвышенности (ниже уровня 167 м). Эти площади перспективны на сравнительно небольшие по запасам месторождения глины. Поисковым признаком последней служат заболоченные, заросшие осокой либо еловым лесом западины.

Месторождения лёссовидных суглинков и супесей, пригодных для изготовления кирпича и черепицы, отмечаются на восточных и юго-восточных склонах всех возвышенностей. Объемы и мощности этого материала особенно значительны в ряде юго-восточных районов Ивенецкой возвышенности. Для перспективных на это сырье участков характерен выположенный рельеф на водоразделах, склоны гряд, расчлененные оврагами и балками, отсутствие на поверхности валунов и галек.

Перспективны на глинистое сырье и полосы невысоких конечных морен на востоке и севере Логойской возвышенности, на юго-западе Ивенецкой. Формообразующие толщи этих образований представлены глинами, суглинками и супесями основной морены.

Установленные взаимосвязи всего этого строительного сырья и отложений разного генезиса позволяют сделать следующие рекомендации по дальнейшему направлению геологоразведочных работ в пределах изученной территории. Поиски, разведку и разработку новых крупных месторождений гравия и строительного песка необходимо проводить в зонах развития периферического ледниково-флювиогляциального рельефа, слившихся флювиогляциальных конусов выноса, дельт и задров на внешних склонах и подножьях всех возвышенностей. Выявление глин и суглинков следует вести на полях распространения лимногляциальных, лёссовидных пород и на участках развития покровов основной морены, прежде всего в глубоких межгрядовых котловинах, на юго-восточном склоне Ивенецкой возвышенности и на плосковершинных поднятиях внешней восточной зоны Логойской.

На составленной карте перспективных площадей на разные виды минеральных строительных материалов (см.рис. 56) выделено 9 участков на гравий (Трабский, Березинский, Ислючский, Фанипольский, Самохваловичский, Обчакский, Острошицкий, Слободской, Мсгижский), 5 - на строительный и другой песок (Клевинский, Саковщинский, Боровиковщинский, Дукорский, Волмянский) и 4 участка на глины и суглинки (Удранский, Ошмянский, Дегтяревский, Зембинский). Выявленные закономерности размещения гравия, строительного песка, глин и суглинков дают возможность рационально планировать и проводить поисковые работы на стройматериалы.

ВЫВОДЫ

Выявленные закономерности формирования ниже- и среднелейстоценовых толщ позволили раскрыть основные этапы заложения и эволюции Минской и Ошмянской возвышенностей. В их появлении и развитии основная роль принадлежала плейстоценовым оледенениям. Ледникам были свойственны периодические стадильные и фазильные подвижки. В ходе стадильного ледникового наступания менялись условия литоморфогенеза. Хотя при этом преимущественно проявлялись гляциотектонические процессы, все же в разные стадии наступания ледника деятельность его заключалась в создании различных структурных форм. В максимальную стадию оледенения определяющую роль играли особенности аккумуляции и формирования динамических фаций основной морены. Эти процессы сопровождались выпахиванием ложбин, обособлением останцовых выступов, образованием у них моренных покровов с гляциодинамическими текстурами. Размещение этих участков предопределялось особенностями геологического строения субстрата - развитием податливых пород, залеганием на небольшой глубине скального основания в присводовом районе северного склона Белорусской антеклизы, а также тектоническими процессами - вертикальным воздыманием участков ложа вдоль оси Ошмянской разломной зоны. В максимальную стадию оледенения гляциогенно обусловленное рельефообразование приводило к созданию пологих, изолированных острововидных возвышений на участке присводовой зоны Белорусской антеклизы и вдоль субширотной Ошмянской разломной зоны.

Основные стадии литоморфогенеза территории возвышенностей предопределили гляциотектонические процессы в породах ложа, проявившиеся в краевых зонах ледников в ходе их стадильных и фазильных возвратно-трансгрессивных подвижек. При этом над присводовым участком Белорусской антеклизы скученные по надвиговым поверхностям породы формировали избыточно мощные толщи краевых морен напора в виде межлопастного массива, а вдоль Ошмянской разломной зоны деформированные слои создавали фронтальные краевые образования. Массы дислоцированных наревским и березинским ледниками толщ в повторные подвижки оказались относительно небольшими и образовали сравнительно не крупные краевые морены напора. Окончательное же обособление возвышенностей как крупнейших макроформ стало возможным лишь в минскую и ошмянскую стадии днепровского оледенения, после появления в предфронтальной области достаточно мощной толщи волно-ледниковых и моренных отложений, использованных минским и ошмянским ледником для сооружения формообразующих морен напора.

В минскую стадию в ходе пяти фаз подвижек ледниковые лопасти своей краевой зоной перемещали из Верхне-Неманского и Верхне-Березинского лопастных бассейнов породы ложа и скупивали этот материал над межлопастным поднятием, создавая на стыковом участке сжатые краевые образования Ивенецкой межлопастной возвышенности. При этом наиболее мощные морены напора возникали в зоне двухстороннего сжатия, где появились особенно крупные и высокие центральные поднятия. Прилегающие боковые участки лопастей в активные фазы формировали гляциодислокации в форме грядовых дуг, которые обрамляли ядро и отходили от него на восток и юго-запад вдоль бортов лопастных бассейнов.

Краевые морены ошмянской стадии появились в ходе пяти фаз пульсирующей краевой части Вишуйской и Мяркисской лопастей ледника. При этом на ранних фазах он создавал многоярусно-чешуйчатое нагромождение пород у края тех участков Вишуйской лопасти, которые были обращены выпуклостью

к югу. В более поздние фазы лед в пределах восточного и центрального сегментов Вилдской лопасти терял активность, тогда как на западе создавал мощные чешуйчато-надлигговые сооружения. Он оставался активным и в зоне сочленения двух лопастей. Деграляция ледниковых покровов сопровождалась формированием перекрывающих водно-ледниковых аккумуляций вдоль фронта фазальных остановок. Развитие минских и опшмянских скибовых комплексов в полосе возвышений отразилось в рельефе в виде крупной ледораздельной Ивенецкой возвышенности и надстраивающих ее к северу Логойской и Опшмянской возвышенностей.

Установленные в стратии краевых ледниковых комплексов зоны значительных по мощности толщ песчано-гравийного, гравийно-галечного материала, моренных суглинков, супесей и внутриледниковых флювиогляциальных и лимногляциальных образований создают участки и месторождения строительных материалов. Это позволяет объяснить значительные запасы гравия и строительного песка на ряде участков внешних склонов возвышенностей и фазальных гряд, глинистого сырья в пределах зон развития основной морены, полей лимногляциальных и перигляциальных отложений и способствует решению вопросов обеспечения потребностей в строительном материале.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди фундаментальной проблемы ледникового литоморфогенеза территории Беларуси центральное место занимают вопросы строения и формирования крупных краевых возвышенностей, однако положения о происхождении таких форм обоснованы еще недостаточно. В настоящей работе раскрыты важнейшие закономерности геологического строения и развития Минской и Ошмянской возвышенностей, являющихся крупнейшими маргинальными морфоскульптурами.

Краевые образования Минской и Ошмянской возвышенностей представляют собой весьма информативные объекты геолого-геоморфологического исследования. Их уникальность объясняется связующим положением на стыке различных орографических полос возвышенностей Белорусской гряды и стадиями среднеплейстоценового оледенения.

Изложенные в разделах настоящей работы итоги позволяют обратить внимание на главные особенности развития возвышенностей, которые имеют очень важное значение для познания общих закономерностей ледникового литоморфогенеза в краевой зоне.

Формирование Минской и Ошмянской возвышенностей в большей мере, чем аккумуляцией и экзарацией, предопределялось гляциотектоническими процессами. Эти процессы активно проявлялись здесь как в условиях внутренней зоны ледникового покрова в стадии максимального развития оледенений, так и в краевой полосе во время дегляциации. Гляциотектоническая деятельность заключалась преимущественно в создании гляциодинамических структур, гляциодислокаций, котловин выдавливания и других. Гляциогенное разрушение пород и создание нарушений протекало в результате взаимодействия ледникового покрова и его субстрата. Развитие в ледниковом ложе податливых пород, лежащих на жестком основании, и активной разломной зоны способствовало заложению ложбин, обособлению выступов и возникновению у них различных гляциогенных деформаций.

Нарушения, создаваемые активным ледником на присводовом участке антеклизы и в разломной зоне, приводили к резкому увеличению мощности отложений и оформлению остовов возвышенностей.

Водно-ледниковые процессы в пределах возвышенностей проявлялись на более ограниченных участках, однако играли значительную роль в оформлении внешних склонов макроформ, приледниковых равнин, краевого ледниково-флювиогляциального рельефа и зафронтальных краевых образований. Все же они по значимости уступали гляциоструктурно-аккумулятивной деятельности ледников.

В развитии литоморфогенеза краевой зоны отмечались закономерно сменяющие друг друга этапы, связанные со стадиями оледенений. При этом рельефообразующие процессы во время максимального развития оледенения довольно различались по характеру и месту проявления от литоморфогенеза в этап деградации. В максимальную стадию подвижки оледенения гляциотек-

тонические процессы происходили в подледных условиях на значительном расстоянии от края ледника. По аналогии с внутренней зоной, где ледниковый литоморфогенез детально проанализирован О.П.Аболтиньшем (1989), на территории северного склона Белорусской антеклизы и Ошмянской разломной зоны определяющую роль играли процессы образования гляциоструктур и маломощных пачек основной морены в пределах обособленных останцовых выступов, сопровождавшиеся избирательным выпахиванием ложбин.

Приближение в ходе дегляциации фронта ледникового покрова и расчленение его на лопасти определило изменение характера и места протекания гляциоструктурообразования. Оно осуществлялось во всей краевой полосе лопастей, межлопастных зон и проявлялось над моренными возвышениями в породах ложа посредством преимущественно скибовых и складчатых гляциодислокаций. В результате мобилизации масс осадочных отложений, сопровождающейся разрывными нарушениями и перемещением по надвигам, образовались мощные гляциоаллохтонные толщи маргинальных конечных морен.

Таким образом в краевой зоне сформировались сложнислоцированные комплексы ледниковых отложений двучленного строения, представленные чешуйчатыми и монолитными основными моренами в нижнем ярусе и гляциоаллохтонными напорными конечными моренами избыточной мощности в верхнем ярусе.

Основные морены чешуйчатой и складчатой фаций на площади Белорусской антеклизы и Ошмянской разломной зоны создают пологие остовы маргинальных возвышенностей. Они были еще больше сглажены в результате предфронтальной водно-ледниковой аккумуляции во время наступания ледниковых покровов. Гляциодислокации же верхнего яруса образуют по поверхности своих ледниковых комплексов сильно пересеченные, грядовые морфоскульптуры маргинального типа. В краевой зоне, как следует из сказанного, проявлялась периодическая смена аккумулятивно-гляциоструктурного выравнивания рельефа, его гляциодислокационно-аккумулятивным расчленением в течение всех ледниковых циклов.

Важно отметить последовательное на протяжении нескольких ледниковых эпох возрастание мощности напорных краевых морен, размаха и расчлененности конечноморенного рельефа. Усиление масштаба проявления гляциотектонической деятельности от более древних оледенений к молодым объясняется улучшением геологических условий, выразившимся в появлении толщ податливого гляциогенным деформациям песчаного, алевроглинистого, гравийно-галечного материала и в усилении неровностей в ледниковом ложе. В нижнеплейстоценовые оледенения, поскольку воздействию ледниковых покровов были доступны маломощные отложения, зародились сравнительно не крупные угловой массив над присводовым участком Белорусской антеклизы и маргинальные гряды у Ошмянских разрывных нарушений. И только с накоплением здесь к началу днепровского оледенения в большом количестве податливого материала реализовались геологические предпосылки создания крупных возвышенностей. Следовательно, оформление Минской и Ошмянской возвышенностей как крупных форм рельефа стало возможным только в конце среднего плейстоцена, после накопления водно-ледниковых и других отложений, которые были дислоцированы последним в регионе ледником и вошли в структуру напорных сооружений.

Наиболее характерная особенность внешнего облика возвышенностей – сочетание межлопастной макроформы и маргинальной системы морфоскульптур – обусловлена деградационным наступанием ледникового покрова в минскую и ошмянскую стадии. В минскую стадию в ходе пяти фазальных подвижек и остановок ледника в межлопастной зоне над выступом ложа происходило формирование мощных угловых напорных морен и со-

пустующих водно-ледниковых отложений Ивенецкой возвышенности, а в ошмянскую стадию - надстраивание ее к северу многоярусно-скибовыми конечными моренами фронтального типа с наложенными супрагляциальными образованиями. Этот процесс на поздних этапах усиливался в связи с более активными пульсациями западного края ледника, когда формировались ошмянские конечные морены. Сложнодислоцированные мощные формообразующие толщи надстроенного комплекса ошмянской стадии создали маргинальную систему Логойской и Ошмянской возвышенностей.

Выявленные закономерности строения формообразующих отложений, ледникового рельефа и развития крупнейших возвышенностей Беларуси следует учитывать при решении ряда научных и прикладных проблем геоморфологии и четвертичной геологии. Сложно выраженную в рельефе Минскую возвышенность, до настоящего времени считающуюся одним геоморфологическим районом, необходимо разделить на два района: межлопастную Ивенецкую возвышенность и фронтальную Логойскую макроформу. В результате такого подхода принятое геоморфологическое районирование территории нуждается в изменении. Теоретические выводы работы открывают новые стороны механизма литоморфогенеза и их следует рассматривать как базовые при решении вопросов формирования краевых зон. Только на этой научной основе можно эффективно вести работы по поискам минеральных стронтевых материалов, крупномасштабной геологической и инженерно-геологической съемках, охране природы на маргинальных возвышенностях и прилегающих территориях.

В заключение хотелось бы отметить, что в этой работе не стояла задача обсуждения всех вопросов строения Минской и Ошмянской возвышенностей. Вниманию исследователей удалось предложить часть новейших геолого-геоморфологических материалов об этих крупных формах рельефа и те выводы, которые из них вытекают. При работе с имеющимися материалами появился новый круг вопросов, которые требуют дальнейшей разработки. Наиболее актуальные из них - выяснение принципиальных особенностей строения и морфологии всех форм рельефа краевой зоны; изучение закономерностей в изменении строения и свойств формообразующих отложений по площади; изучение основных особенностей строения, механизма формирования и распространения конечных морен напора, классификация краевых морен и определение их роли в образовании форм рельефа; обоснование процесса формирования макроформ основной краевой зоны и другие. Решение этих задач будет способствовать созданию концепции морфогенеза форм рельефа в условиях главной краевой зоны среднеплейстоценового оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

- Аболтиньш О.П.* Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига, 1989.
- Аболтиньш О.П., Асеев А.А., Вонсавичюс В.П.* Островные возвышенности как особым образом организованные геологические объекты. Таллинн, 1988.
- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Силичка А.М.* Сарматско-Туранский диссамент земной коры // Пробл. теоретической и региональной тектоники. М., 1971.
- Асеев А.А.* О геологической деятельности древних европейских ледниковых щитов // Бюлл. комиссии по изуч. четв. периода. М., 1967. № 34.
- Асеев А.А.* Древние материковые оледенения Европы. М., 1974.
- Астапова С.Д.* Особенности состава локальной морены, залегающей на породах Белорусского массива // Геол. и геохимия антропогена Белоруссии. Мн., 1974.
- Астапова С.Д.* Руководящие валуны краевых ледниковых образований Белорусской гряды // Докл. АН БССР. 1987. Т. 31. № 8.
- Астапова С.Д., Гайгалас А.И., Мандер Е.П.* Валунные ассоциации и руководящие валуны Минской возвышенности // Пробл. вопр. геол. антропогена и неогена Белоруссии. Мн., 1980.
- Балтрунас В.А., Вонсавичюс В.П., Михалаускас А.П. и др.* О границе последнего ледникового покрова в юго-восточной Литве // Палеогеография и стратиграфия четв. периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1984.
- Басаликас А.Б.* Основные черты гляциоморфологии Литвы // Сб. статей для XIX Междунар. геогр. конгресса. Вильнюс, 1960.
- Басаликас А.Б.* Развитие долинно-речной сети Литвы в поздне- и послеледниковое время // Сб. статей для XIX Междунар. геогр. конгресса. Вильнюс, 1980.
- Басаликас А.Б.* О приледниковых водоемах южной Прибалтики // История озер Северо-Запада. Л., 1967.
- Басаликас А.Б.* Разнообразие форм рельефа ледниковой аккумулятивной области // Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969.
- Басаликас А.Б., Швядас К.* Комплексы рельефа древнеперигляциальной области (Мядиницкая возвышенность и Эйшишкское плато) // Geogr. Lituanica. Вильнюс, 1976.
- Блиодохо Н.Ф.* К геологическому изучению территории города Минска // Сб., труд. по геол. и полезным ископаемым БССР. М., 1952.
- Боброва Л.А., Кузнецов В.А., Шиманович С.Л.* Материалы к геохимической характеристике древнейших озерно-аллювиальных аллювиальных отложений Белорусского Понеманья // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн., 1977.

- Былинский Е.Н.* Влияние гляционостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене // Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1988.
- Вазьячук Л.М.* Фармираванне рэльефу // БелСЭ Мн., 1975. Т. 12.
- Вазьячук Л.М., Махнач Н.А., Рунец Я.П. і інш.* Неаплейстаці і галацін Ашмянскіх град // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мн., 1978.
- Вайтекунас П.П.* Поверхность субстрата антропогена Литвы, его структура и влияние на распределение плейстоценовой толщи // Геогр. ежегод. Вильнюс, 1959. Т.2.
- Вайтекунас П.П.* Великая латеральная градолина Юго-Восточной Литвы и ее морфологическая связь с деградацией материковых ледников // Вопр. гидрогеол. и инж. геол. Вильнюс, 1967.
- Вайтекунас П.П.* Граница между неогеном и антропогеном в условиях Прибалтики // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном на территории Белоруссии. Мн., 1977.
- Вальчик М.А.* Основные черты рельефа краевых ледниковых образований Минской возвышенности // Геол. исслед. кайнозоя Белоруссии. Мн., 1981.
- Вальчик М.А.* Об унаследованном развитии краевых ледниковых образований Минской возвышенности в антропогене // Морфогенез на территории Белоруссии. Мн., 1983.
- Вальчик М.А.* Особенности строения аллювия и развития речных долин Белоруссии балтийского водосбора // Пробл. плейстоцена. Мн., 1985.
- Вальчик М.А.* Генезис озер в области материковых оледенений Восточно-Европейской равнины по палинологическим данным // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32, № 12.
- Вальчик М.А.* Палеогеографические условия формирования краевых образований центральной Белоруссии // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн., 1989 а.
- Вальчик М.А.* Палеолимнологический метод определения возраста моренных горизонтов // Докл. АН БССР. 1989 б. Т. 33. № 1.
- Вальчик М.А., Еловичева Я.К.* К палеогеографии Минской возвышенности в неоплейстоцене // Геол. и гидрогеол. кайнозоя Белоруссии. Мн., 1985.
- Вальчик М.А., Зусь М.Е., Феденя В.М. и др.* Красвые образования Белорусской гряды. Мн., 1990.
- Вальчик М.А., Комаровский М.Е.* Краевые образования Минской возвышенности // Путеводитель экскурсии VIII Всесоюз. совещ. по красвым образованиям материковых оледенений. Мн., 1990.
- Величкевич Ф.Ю.* Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Мн., 1982.
- Величко А.А.* О возрасте морен днепровского и донского ледниковых языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М., 1980.
- Величко А.А.* Плейстоценовые покровные оледенения Восточной Европы, состояние проблемы и задачи исследований // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., 1981.
- Величко А.А., Фаустова М.А.* Оледенение северной половины территории СССР. Восточно-Европейский регион // Четв. оледенения на территории СССР. М., 1987.
- Веретенников Н.В., Илькевич Г.И., Махнач А.С.* Логойская погребенная котловина – древний метеоритный кратер // Докл. АН БССР. 1979. Т. 23. № 2.

Вознячук Л.Н. Несколько замечаний о распространении вюрмского ледникового покрова на территории Смоленской области, Белоруссии и Литвы // Науч. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР. Вильнюс, 1957. Т. 4.

Вознячук Л.Н. Новые данные о миндель-рисских отложениях Белоруссии // Докл. АН БССР. 1959. Т. 3. № 3.

Вознячук Л.Н. Отложения последнего межледникового на территории Белоруссии // Материалы по антропогену Белоруссии. Мн., 1961.

Вознячук Л.Н. К вопросу о стратиграфическом и палеогеографическом значении плейстоценовых флор Белоруссии и Смоленской области // Бюл. комиссии по изуч. четв. периода. М., 1965. № 30.

Вознячук Л.Н. О стратиграфическом подразделении среднетертичных отложений в древнеледниковой области Русской равнины // Материалы IV конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Мн., 1966.

Вознячук Л.Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., 1967.

Вознячук Л.Н. Лихвинское межледниковье на территории Белоруссии // Вестник Бел. ун-та. Сер. II: химия, биология, география. Мн., 1970. Серия 2.

Вознячук Л.Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий // Пробл. палеогеогр. антропогена Белоруссии. 1973.

Вознячук Л.Н. Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Пробл. плейстоцена. Мн., 1985.

Вознячук Л.Н., Арсланов Х.А., Кадацкий В.Б. и др. К геоморфологии Минской возвышенности и ее палеогеографии в средневалдайском мегаинтерстадиале // Докл. АН БССР. 1976. Т. 20. № 9.

Вознячук Л.Н., Вальчик М.А. Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене. Мн., 1978.

Вознячук Л.Н., Грипинский Н.М., Пузанов Л.Т. Четвертичный период // Геология СССР. Белорусская ССР. М., 1971. Т. 3.

Вознячук Л.Н., Зубович Г.И. О геологическом возрасте конечных образований Минской возвышенности // Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изуч. конечных образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Вознячук Л.Н., Зубович Г.И., Пузанов Л.Т. О лихвинских отложениях Минской возвышенности // Материалы II науч. конференции молодых геологов Белоруссии. Мн., 1968.

Вознячук Л.Н., Махнач Н.А., Мотузко А.Н. и др. Нижнеплейстоценовые отложения деревни Корчево на Новогрудской возвышенности в Белоруссии и их стратиграфическое и палеогеографическое значение // Докл. АН БССР. 1977. Т. 21. № 11.

Вознячук Л.Н., Махнач Н.А., Мотузко А.Н. и др. Новые данные по палеогеографии раннего плейстоцена ледниковой области Восточно-Европейской равнины // Докл. АН СССР. М., 1978. Т. 239. № 1.

Вознячук Л.Н., Пузанов Л.Т. Краткая характеристика основных стратиграфических горизонтов четвертичных отложений Белоруссии по новым данным // Материалы IV конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Мн., 1966.

Вознячук Л.Н., Рунец Е.П. О строении напорных конечных морен Ошмянской гряды // Докл. АН БССР. 1977. Т. 21. № 9.

Вознячук Л.Н., Цапенко М.М. Геоморфология // Геология СССР. М., 1971. Т.3.

Гайгалас А.И. Основные петрографические черты конечноморенных и камовых холмов Дзукийской, Ошмянской и Гродненской возвышенностей // Науч. сообщ. АН Лит. ССР. Вильнюс, 1959. Т. 9.

Гайгалас А.И. Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-восточной Литвы и возможность использования их для стратиграфии // Стратиграфия четв. отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Тр. Ин-та геологии АН Лит. ССР. Вильнюс, 1965. Вып. 2.

Гайгалас А.И. Пограничные слои и граница неогена-четвертичной системы в Балтийском регионе // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М., 1987.

Гайгалас А.И., Мелешите М.И., Дварецкас В.В. и др. Геологический разрез четвертичных отложений г. Вильнюс в свете новых данных // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1984.

Гайгалас А.И., Саткунас И.А. Состав, генезис и история образования отложений Мицкунайского межледникового озера // История озер. Рациональное использование и охрана озерных водоемов: Тез. докл. VIII Всесоюз. симпозиума. Мн., 1989. Ч. 1.

Гарэлік З.А. Аб тэктоніцы раёна Беларускай і Ашмянскай град і паходжанні апошніх // Весці АН БССР. Сер. фіз.-тэхн. навук. 1959. № 3.

Гарэлік З.А. Ашмянскі разлом // Энцыклапедыя прыроды Беларусі. Мн., 1983. Т. 1.

Гарэлік З.А. Валожынскі грабен // Энцыклапедыя прыроды Беларусі. Мн., 1983. Т. 1.

Гедройц А.Э. Геологические исследования в губерниях Виленской, Гродненской, Минской и Вольнской и северной части Царства Польского // Материалы для геол. России. Спб., 1885. Т. 17.

Горелик З.А. О тектонической обусловленности происхождения Новоградской, Минской, Ошмянской и Копыльской гряд // Докл. АН БССР. 1958. № 11.

Горелик З.А. О влиянии тектоники Белорусско-Литовского кристаллического массива на формирование современного рельефа и распределение речной сети // Геол. и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Мн., 1965 а.

Горелик З.А. О причинах близкого расположения северных границ верхнемеловых отложений и некоторых возвышенностей в современном рельефе на площади Белорусско-Литовского массива и его восточного склона // Геол. и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Мн., 1965 б.

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

Горецкий Г.И. О некоторых проявлениях унаследования в антропогенных образованиях Белорусского Понеманья // Стратиграфия и палеогеография антропогена. Мн., 1975.

Горецкий Г.И. О критериях определения границы между неогеном и антропогеном. Мн., 1977.

Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей. Мн., 1980.

Горецкий Г.И. Палеогеоморфологические методы корреляции раннеплейстоценовых образований. Мн., 1982.

Горецкий Г.И. О радиальных формах краевых ледниковых образований // Докл. АН БССР, 1984. Т. 28. № 3.

Губин В.Н., Левков Э.А., Карabanов А.К. Неотектоническое райони́рование территории Белоруссии на основе космической информации // Исследование Земли из космоса. М., 1988. № 5.

Гурскі Б.М. Да стратыграфіі ніжняга антрапагену Беларусі // Антрапаген Беларусі. Мн., 1971.

Гурский Б.Н. Нижнечетвертичные отложения Минской возвышенности и некоторые вопросы стратиграфии плейстоцена // Материалы науч.-теоретич. конференции по естественно-географическим наукам. Мн., 1971.

Гурский Б.Н. Нижний и средний антропоген Белоруссии. Мн., 1974.

Гурскі Б.М., Лявіцкая Р.І. Пра найстаражыгнейшую марэну Беларусі. Мн., 1971.

Гурский Б.Н., Левицкая Р.И. О самостоятельности сожского (московского) оледенения // Докл. АН БССР. 1968. Т. 12. № 9.

Гурский Б.Н., Левков Э.А. Условия залегания и строение древнейшей морены Белоруссии // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн., 1977.

Гурский Б.Н., Левков Э.А. Создание научной основы картирования четвертичных отложений Белоруссии // Рациональное природопользование в условиях Белоруссии. Л., 1988.

Даследаванні антрапагену Беларусі (Пад рэд. Кузняцова У.А. Мн., 1978.

Дварецкас В.В. Геоморфологическое строение долины р.Нярис и ее важнейших притоков в пределах Литовской ССР: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Вильнюс, 1963.

Дварецкас В.В. Строение и развитие речных долин Литвы в позднеледниковье и голоцене // Geogr. Lituanica. Вильнюс, 1976.

Дементьев В.А. Геоморфология // Геология СССР. М., 1947.

Дементьев В.А. Сквозные долины Белоруссии и возможности их хозяйственного использования // Ученые записки Бел. ун-та. Сер. геол.-геогр. 1954. Вып. 21.

Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды // Гляциология. М., 1964. № 12.

Еловичева Я.К. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Мн., 1979.

Еловичева Я.К., Леонович О.П., Тарасевич К.И. и др. Палеогеографические аспекты муравинской межледниковой эпохи Северо-запада Белоруссии // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн., 1989.

Жирмунский А.М. К вопросу о границе оледенений на Русской равнине // Бюлл. комиссии по изуч. четв. периода. М.-Л., 1929. № 1.

Жук М.С. Геотермические условия восточной части Центрально-Белорусского массива // Сейсмологические и геотермические исследования в Белоруссии. Мн., 1985 а.

Жук М.С. О геотермических условиях Белорусской антеклизы // Пробл. комплексного изуч. геол. и полезных ископаемых БССР. Мн., 1985 б.

Зубович Г.И. О древнейших межледниковых озерных отложениях центральной Белоруссии // Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Мн., 1967.

Зубович Г.И. К вопросу о связи краевых образований Минской и Ошмянской возвышенностей // Материалы II науч. конференции молодых геологов Белоруссии. Мн., 1968.

Зубович Г.И. Новые данные о строении и возрасте конечных образований Минской возвышенности // Природа и хозяйство Белорусской ССР. Мн., 1969.

Зубович Г.И. О муравинских межледниковых отложениях Минской возвышенности // *Материалы IV науч. конференции молодых геологов Белоруссии.* Мн., 1971.

Зусь М.Е. Геологическое строение и формирование Новогрудской возвышенности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Мн., 1986.

Зусь М.Е., Комаровский М.Е. Красвые образования Ильясного углового массива Ошмянско-Докшицкой фронтальной полосы Минской возвышенности // *Путеводитель экскурсии VIII Всесоюзн. совещ. по крайвым образованиям материковых оледенений.* Мн., 1990.

Ильин Е.А. Приледниковые озера северной Белоруссии // *История озер Северо-Запада.* Л., 1967.

Ильин Е.А., Мандер Е.П. Стадиальные полосы красвых образований московского и валдайского оледенений на территории Белоруссии // *Краевые образования материковых оледенений.* М., 1972.

Исаченков В.А. Формирование рельефа Северо-Запада Русской равнины: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1975.

Кабайлене М. Некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии голоцена юго-восточной Литвы // *Стратиграфия четв. отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы.* Вильнюс. 1965. Вып. 2.

Калиновский П.Ф. Новые находки антропогенных млекопитающих в Сморгонском гравийно-песчаном карьере // *Материалы по палеогеографии и геохимии антропогена Белоруссии.* Мн., 1973.

Калиновский П.Ф. Териофауна позднего антропогена и голоцена Белоруссии. Мн., 1983.

Калиновский П.Ф., Вальчик М.А. Новая находка ископаемых мелких млекопитающих в центральной Белоруссии // *Докл. АН БССР.* Мн., 1986. Т. 30. № 1.

Калиновский П.Ф., Ковалюх Н.Н., Кузьмина Н.Е. Первая находка остатков сайги в Белоруссии // *Докл. АН БССР.* 1989. Т. 33. № 10.

Калиновский П.Ф., Литвинюк Г.П. О фауне и флоре разреза Семеновичи на р.Уссе // *Докл. АН БССР.* 1979. Т. 23. № 8.

Карабанов А.К. Гродненская ледораздельная возвышенность (строение, рельеф и этапы формирования) // Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Мн., 1983.

Карабанов А.К. Гродненская возвышенность. Мн., 1987.

Карабанов А.К., Левков Э.А. О методе угловых несогласий в гляциоморфологии на территории Белоруссии // *Докл. АН БССР.* 1986. Т. 30. № 4.

Карпинский А. О нахождении нижнесилурийских и кембрийских отложений в Минской губернии // *Горный журн.,* 1892. № 2.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы масштаба 1: 2 500000 (ред. Мещеряков Ю.А.). М., 1973.

Климашаускас А.Ю. Гранулометрические свойства и закономерности минералогического состава моренных отложений юго-восточной Литвы // *Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы.* Тр. Ин-та геологии АН Лит.ССР. Вильнюс, 1965.

Климашаускас А.Ю. Литологические особенности озерных отложений плиоцен-плейстоценового времени // *История озер.* Тр. Всесоюзн. симпозиума. Вильнюс, 1970.

Климашаускас А.Ю. Литологические особенности нижнеплейстоценовых отложений // *Строение, литология и стратиграфия отложений нижнего плейстоцена Литвы.* Тр. ЛитНИГРИ. Вильнюс, 1971. Вып. 14.

Климашаускас А.Ю., Прокапайте Г.И. Литологические особенности нижнеплейстоценовых отложений // Строение, литология и стратиграфия нижнего плейстоцена Литвы. Вильнюс, 1971.

Комаровский М.Е. К истории изучения Минской возвышенности // Вестник Бел. ун-та. Сер. 2: химия, биология, география. 1985 а. № 3.

Комаровский М.Е. Особенности размещения месторождений строительных материалов в связи с морфологией Минской возвышенности // Геол. строение осадочной толщи Белоруссии. Мн., 1985 б.

Комаровский М.Е. О мощности антропогенных образований в пределах Минской и Ошмянской возвышенностей // Вестник Бел. ун-та. Сер. 2: химия, биология, география. 1987. № 1.

Комаровский М.Е. Новые данные о корчевских межледниковых огложениях Минской возвышенности // Вестник Бел. ун-та. Сер. 2: химия, биология, география. 1988. № 2.

Комаровский М.Е. Характер поверхности доантропогенных образований территории Минской и Ошмянской возвышенностей // Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белоруссии. Мн., 1988.

Комаровский М.Е. О гляциоморфологии Минской и Ошмянской возвышенностей // Вопр. геоморфологии и палеогеографии Белоруссии. Мн., 1989 а. Деп. ВИНТИ 05.12.89. № 7207 - В89.

Комаровский М.Е. О соотношении структуры коренного цоколя и мощности антропогенных отложений в пределах Минской и Ошмянской возвышенностей // Вопр. геоморфологии и палеогеографии Белоруссии. Мн., 1989 б. Деп. в ВИНТИ 05.12.89, № 7207- В89.

Комаровский М.Е. Закономерности размещения полезных ископаемых на Минской и Ошмянской возвышенностях // Тезисы докл. VIII Всесоюзн. совещ. по краевым образованиям материковых оледенений. Мн., 1990 а.

Комаровский М.Е. Карьер у д.Янушковичи // Путеводитель экскурсии VIII Всесоюзн. совещ. по краевым образованиям материковых оледенений. Мн., 1990 б.

Комаровский М.Е. Структура краевых образований ошмянской стадии сложного оледенения // Тезисы докл. VIII Всесоюзн. совещ. по краевым образованиям материковых оледенений. Мн., 1990 в.

Комаровский М.Е., Якубовская Т.В. О корчевских межледниковых отложениях Минской возвышенности // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 3.

Кондратене О.П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных // Стратиграфия четв. отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Тр. Ин-та геол. Вильнюс, 1965. Вып. 2.

Кондратене О.П. Граница между плиоценом и плейстоценом // Строение, литология и стратиграфия отложений нижнего плейстоцена Литвы. Вильнюс, 1971 а.

Кондратене О.П. Палеоботаническая характеристика опорных разрезов // Строение, литология и стратиграфия отложений нижнего плейстоцена Литвы. Вильнюс, 1971 б.

Кондратене О.П. Условия залегания мяркинских отложений южнее Балтийской возвышенности // Достижения и перспективы геологического изучения Литовской ССР. Вильнюс, 1978.

Кондратене О.П., Вонсавичюте А.В. Новые стратиграфические данные о границе нямунского ледникового покрова на территории Литвы // Исследование ледниковых образований Прибалтики. Вильнюс, 1986.

Кондратене О.П., Жедялис А.А., Ришкене М.А. Условия залегания и инженерно-геологическая характеристика мяркинских отложений на Мядинькской возвышенности // Исследование ледниковых образований Прибалтики. Вильнюс, 1986.

Кондратене О.П., Кливечкене А.А., Битинас А.К. Граница нямунского ледникового покрова в юго-восточной Литве в свете биостратиграфических данных // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс, 1984.

Кондратене О.П., Ришкене М.А. Палеоботаническая характеристика опорных разрезов // Строение, литология и стратиграфия отложений нижнего плейстоцена Литвы. Вильнюс, 1971.

Криштафович Н.И. Строение ледниковых образований на территории Ковенской, Виленской и Гродненской губерний // Ежегодник по геол. и минералогии России. Варшава, 1887. Т. 1. Вып. 1.

Кудаба Ч.П. Краевые ледниковые образования Балтийской гряды и диагностика динамики края ледника // Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969.

Кудаба Ч.П. Гляциоморфология маргинальных ледниково-аккумулятивных возвышенностей (на примере Балтийской холмисто-моренной гряды) // Автореф. дис. д-ра ... геогр. наук. Вильнюс, 1972.

Кудаба Ч.П. Эрозионные реликты окрестностей г. Вильнюс и их палеогеоморфологическое значение // Исследование ледниковых образований Прибалтики. Вильнюс, 1986.

Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., 1969.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976.

Лаврушин Ю.А. Комплекс отложений приледниковой зоны ледника Киагуг-Сермиат // Краевые образования материковых оледенений. Материалы V Всесоюз. совещ. Киев, 1978.

Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Каневские глициодислокации. М., 1982.

Левицкая Р.И. Характер водноледниковой аккумуляции талых вод московского ледника в районе г. Минска // Материалы III науч. конференции молодых геологов Белоруссии. М., 1969.

Левицкая Р.И. Нижнеплейстоценовые отложения района г. Минска // Вопр. геол. антропогена. М., 1972.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Мн., 1980.

Левков Э.А. О структуре и природе Белорусской гряды // Морфогенез на территории Белоруссии. Мн., 1983.

Левков Э.А., Матвеев А.В., Махнач Н.А. и др. Геология антропогена Белоруссии. Мн., 1973.

Литвинюк Г.И. О семенной флоре разреза Заславль // Геол. исслед. кайнозоя Белоруссии. Мн., 1981.

Мандер Е.П. Антропогеновые отложения и развитие рельефа Белоруссии. Мн., 1973.

Мандэр К.П. Асаблівасці рэльефу ложа антрапагенавых асадкаў Беларускага Панямоння // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мн., 1978.

Матвеев А.В. Ледниковые отложения антропогена Белоруссии // Автореф. дис. д-ра ... геол.-минер. наук. Вильнюс, 1975.

Матвеев А.В. О генезисе поверхности ложа антропогенового покрова // Доледниковый рельеф Северо-Запада Русской равнины. М., 1982.

Матвеев А.В., Гурский Б.Н., Левицкая Р.И. Рельеф Белоруссии. Мн., 1988.

Материалы для географии и статистики России, собранные офицерами генерального штаба. Минская губерния. С.-Пб., 1864. Ч. 1.

Махнач А.С. О кембрийско-силурийских отложениях у деревни Рованичи Минской области БССР // Докл. АН БССР. 1955. Т. 101. № 4.

Махнач Н.А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Мн., 1971.

Махнач Н.А. Палинологическая характеристика древнейших антропогенных отложений Белоруссии // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн., 1977.

Махнач Н.А., Камышенко Г.А. Распространение и размеры склоновых шлейфов Белоруссии // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 5.

Махнач Н.А., Логинова Л.П. К вопросу о возрасте древне-озерных отложений разреза скв. 25 у д.Яченка Столбцовского района Минской области // Материалы по палеогеографии и геохимии антропогена Белоруссии. Мн., 1973.

Махнач Н.А., Цапенко М.М. Новые данные о межледниковых отложениях в верховьях Березины (Днепровской) // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., 1966. Сб. 5.

Микалаускас А.П. Геоморфолого-структурные особенности флювиогляциальной террасы Гарунай и зандра, граничащего с долиной р.Воке // Тр. АН Лит. ССР. Серия Б. Вильнюс, 1964. № 3(38).

Микалаускас А.П. О связи флювиогляциальных покровов Дайнавской зандровой равнины с краевыми образованиями Дзукской возвышенности // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965.

Микалаускас А.П. Зандры юго-восточной Литвы // Автореф. дис. канд. ... геогр. наук. Вильнюс, 1966.

Микалаускас А.П. Строеие и формирование флювиогляциальных равнин последнего оледенения // Автореф. дис. д-ра ... геогр. наук. М., 1978.

Микалаускас А.П. Флювиогляциальные равнины Литвы. Вильнюс, 1965.

Мирчинк Г.Ф. О количестве оледенений Русской равнины // "Природа". М.-Л., 1928. № 7,8.

Мирчинк Г.Ф., Микулина Т.М. Предварительный отчет о геологических исследованиях правобережья р.Березины в пределах северо-западной четверти 29 листа. Л., 1929.

Миссуна А.Б. Материалы к изучению ледниковых отложений Белоруссии и Литовского края. М., 1902.

Миссуна А.Б. Материалы к изучению ледниковых отложений Белоруссии и Литовского края // Материалы к познанию геол. строения Российской Империи. М., 1903. Вып. 2.

Мицас Л.С. Флювиогляциальные горизонты юго-восточной Литвы и их связь с фазами рецессии новочетвертичного оледенения // Красные образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965.

Москвитин А.И. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы // Бюл. Московского общества испытателей природы. Отдел геол. М., 1946. Т. 21 (4).

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

Москвитин А.И. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений // Материалы по четв. периоду СССР. М., 1952.

Московский ледниковый покров Восточной Европы / Под общ. ред. Г.И.Горецкого и др. М., 1982.

Мотуз В.М. Некоторые особенности строения лессовидных пород Оршанско-Могилевско-Мстиславского и Минско-Дзержинского массивов // Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Мн., 1966.

"Наша Ніва", 1909. № 3.

Павловец Р.Р. Анализ продольных профилей рек при выявлении голоценовых тектонических движений территории Белоруссии // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 6.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография (под ред. Герасимова И.Н., Величко А.А.). М., 1982.

Пасюкевич В.И., Левицкая Р.И., Семенюк А.Д. К вопросу о границе валдайского оледенения на западе Белоруссии // Докл. АН БССР. 1966. № 9.

Пузанов Л.Т., Вознячук Л.Н. Граница валдайского оледенения на территории Северной Белоруссии // Бюлл. комиссии по изуч. четв. периода. М., 1967. № 34.

Раукас А.В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллинн, 1978.

Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии. Л., 1983.

Ришке М.А. Палеокарпологические исследования // Строение, литология и стратиграфия отложений нижнего плейстоцена Литвы. Вильнюс, 1971.

Родионов И.И. Геологические и физико-географические условия Виленского и Новогрудского воеводств Польской Республики. Л., 1939.

Родионов И.И., Сакс В.Н. Несколько слов о конечных моренах в западной части БССР // Известия гос. геогр. общества. Л., 1933. Т. 17. Вып. 6.

Рунец Е.П. Из истории развития представлений о рельефе центральной Белоруссии до Великой Октябрьской социалистической революции // История геол. изуч. территории Белоруссии. Мн., 1976.

Рунец Е.П. О некоторых особенностях краевых ледниковых образований ошмянской фазы среднеплейстоценового оледенения на территории Белоруссии // Материалы геол. изуч. земной коры Белоруссии. Мн., 1978 а.

Рунец Я.П. Асноўныя рысы гляцыямарфалогіі Ашмянскіх град // Даследаванні антрапагену Беларусі. Мн., 1978 б.

Рылова Т.Б., Хурсевич Г.К. К палеоботанической характеристике диатомовых пород на Глининском водозаборном участке // Пробл. вопр. геол. антропогена и неогена Белоруссии. Мн., 1980.

Салов И.Н. О границах максимального распространения ледников московской стадии и валдайского в Белоруссии и Смоленской области и некоторые особенности их краевых образований. Тезисы докл. Всесоюз. межвед. 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 // География Москвы и Подмосковья. Материалы науч. конф. М., 1973.

Салов И.Н. Обоснование стратиграфии нижнего и среднего плейстоцена северо-запада Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., 1981.

Соболев Д.Н. О стратиграфии четвертичных отложений Украины. // Бюл. комиссии по изуч. четв. периода. М., 1930. № 2.

Соболев Д.Н. Ландшафты ледниковой формации Западной Белоруссии // "Природа". М.-Л., 1940. № 7.

Стецко В.В. Лессы и лессовидные породы Белоруссии, их распространение и генетические особенности // Природа и хозяйство Белорусской ССР. Мн., 1969.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы / Под ред. Н.С.Чеботаревой. М., 1977.

Сувейздис П.И. О продолжении Сарматско-Туранского линейного элемента земной коры на территории южной Прибалтики // Докл. АН БССР. 1981. Т. 25. № 5.

Таваст Э.Х., Раукас А.В. Рельеф коренных пород Эстонии. Таллинн, 1982.

Тарлеці Б.К. Апісанне адкладаў крэйдавай сыстэмы ў Менскай акрузе // Запіскі аддзелу прыроды і гаспадаркі, 1928.

Тектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г.Гарецкого. Мн., 1976.

Тутковский П.А. Геологический очерк Минской губернии. Киев, 1915.

Тутковский П.А., Оппоков Е.В. Глубокое бурение 1914-1915 гг. в г.Минске в сопоставлении с другими глубокими буровыми скважинами в районе Полесья. Киев, 1916.

Тэктанічная карта Беларусі маштаба 1:1 000000 (Складзі Р.Е.Айзберг і Р.Г.Гарэцкі) М., 1976.

Феденя В.М. Краевые образования Волховыской и Слонимской возвышенностей (геол. строение и история развития); Автореф. дисс. канд. ... геол.-минер. наук. Мн., 1986.

Холмовой Г.В. Новейшие континентальные формации Среднерусской возвышенности и Окско-Донской низменности (типизация, геол. строение, полезные ископаемые); Автореф. дис. д-ра ... геол.-минер. наук. М., 1988.

Хурсевіч Г.К., Яловічава Я.К. Да пытання аб узросце і умовах фарміравання азэрных дэятомавых парод на Дзяржынскім водазаборным участку // Новае ў геалогіі антрапагену Беларусі. Мн., 1979.

Цапенко М.М. Четвертичные отложения // Геология СССР. М., 1947.

Цапенко М.М. Структурные и скульптурные формы доантропогенной поверхности Белоруссии и их влияние на мощность и строение антропогенной толщи // Вопр. геогр. Белоруссии. Мн., 1960.

Цапенко М.М. Об условиях формирования антропогенных отложений Белорусской ССР // Материалы по генезису и литологии четв. отложений. Мн., 1961.

Цапенко М.М., Мандер Е.П. К характеристике современной доантропогенной поверхности Белоруссии // Вопр. геол. антропогена. М., 1972.

Цапенко М.М., Мандер Е.П., Логойко А.Т. Основные факторы формирования и этапы развития рельефа в антропогене на территории Белоруссии. Мн., 1973.

Цапенко М.М., Махнач Н.А. Антропогенные отложения Белоруссии. Мн., 1959.

Цапенко М.М., Махнач Н.А. К стратиграфии антропогенной толщи в долине Березины // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн., 1966. Сб. 5.

Цапенко М.М., Шевяков Б.В., Мандер Е.П. Рельеф Белоруссии и некоторые особенности его формирования // Материалы по антропогену Белоруссии. Мн., 1961.

Цыбуля Л.А., Жук М.С. Тепловой поток Белорусской антеклизы // Докл. АН БССР. 1985. Т. 29. № 8.

Ченулите В.А. К вопросу стратиграфического расчленения четвертичных отложений окрестностей г.Вильнюс. // Тр. АН Лит. ССР. Сер. Б. Вильнюс, 1963. Т. 3(34).

Ченулите В.А. О влиянии неотектонических движений на формирование палеогеоморфологических поверхностей плейстоцена Ошмянской и северной части Судувской возвышенности // *Вопр. геол. и палеогеогр. четв. периода Литвы. Труды Вильнюс.* 1967.

Ченулите В.А. Анализ строения неогеново-прецеденциальных отложений Юго-Восточной Прибалтики по поверхностям среза // *История озер. Тр. Всесоюз. симпозиума Вильнюс.* 1970 а. Т. 2.

Ченулите В.А. Распространение древнеозерных отложений плейстоцена на территории Юго-Восточной Литвы // *История озер. Вильнюс.* 1970 б.

Ченулите В.А. К вопросу о перекрытии и непокрытии моренным сутвинком последнего оледенения межморенных и межледниковых отложений Юго-восточной Литвы // *Достижения и перспективы геол. изуч. Литовской ССР. Вильнюс.* 1978.

Четвертичные оледенения северного полушария: результаты исследований на территории Белоруссии / Под ред. Ф.Ю.Величкевича. Мн., 1987.

Шик С.М. Проблемы межрегиональной корреляции четвертичных отложений в свете новых данных по стратиграфии плейстоцена Европейской части СССР // *Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск.* 1989. № 657.

Шик С.М., Бирюков И.П. Стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена центральных районов Европейской территории СССР // *Четвертичный период: стратиграфия.* М., 1989.

Шэмпель Р.В. Петрографичны склад валуноў сожскай марэны на Гродзенскім узвышшы // *Новас ў геалогі антрапагену Беларусі.* Мн., 1979.

Юргайтис А.А., Микалаускас А.П., Гайгалас А.И. Литологическая характеристика отложений флювиогляциальной террасы Гарунай // *Тр. АН Лит. ССР. Серия Б. Вильнюс.* 1969. Т. 2.

Якубовская Т.В. Раннесантрапагенавыя насенныя флары Беларускай грады і іх стратыграфічныя становішча // *Даследаванні антрапагену Беларусі.* Мн., 1978.

Якубовская Т.В. О возможности определения возраста семенных флор из скважин // *Пробл. вопр. геол. антропогена и неогена Белоруссии.* Мн., 1980.

Якубовская Т.В. Очерк неогена и раннего антропогена Понеманья. Мн., 1984.

Якушко О.Ф. Геоморфология южной части Минской возвышенности. Мн., 1949.

Atlas Geologiczny Polski. Warszawa, 1957.

Ber A. Z zagadnień geologii szwartorzędu Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego. *Biul. Inst. geol.*, 1981. № 321.

Budowa geologiczna Polski / Red/ S. Sokolowski. Warszawa, 1984. Т. 1.

Cepak A.G. Stand und Probleme der Quartarstratigraphie im Nordteil der DDR // *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. Reihe A. Geol. und Palaontol.*, 1967. Bd. 12. H 3/4.

Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Leipzig, 1981.

Eichwald E. Naturhistorische Skizze von Litauen, Volhynien und Polonien in geognostisch - mineralogischer, botanischer und zoologischer Hinsicht. Wilno, 1830.

Geologische karte der Deutschen Demokratischen Republik. Karte der quartären bildungen. Maßstab 1:500000. Potsdam, 1973.

Giedroyć A. Sprawozdanie z poszukiwań geologicznych, dokonanych w gub. Grodzieńskiej i przyległych jej powiatach Królestwa Polskiego i Litwy // Warszawa, 1886. T. 6. Z. 2.

Halicki B. O zasięgu zlodowacenia w północno-wschodniej Polsce // Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego. Warszawa, 1934. T. 41.

Halicki B. Materiały do znajomości budowy podłoża północnowschodniej Polski // Podłoże Wilno, 1938.

Kudaba Č. Lietuvos aukštumos. Vilnius, 1983.

Lindner L. An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland // Acta geologica Polonica. Warszawa, 1984. Vol. 34. № 1-2.

Lindner L. Zlodowacenie odry na Wyzynie Małopolskiej // Problemy paleogeografii czwartorzędu — zlodowacenie środkowopolskie. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego. Katowice, 1988a. № 914.

Lindner L. Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe // Acta geologica Polonica. Warszawa, 1988b. Vol. 38. № 1-4.

Lindner L. The pleistocene glaciations and interglacials in Poland // Quaternary Studies in Poland. 1988c. № 8.

Mapa POLSKA skala 1:1000000. Warszawa - Wrocław. 1988.

Różycki S.Z. Pleistocen Polski środkowej. Warszawa, 1975.

Rydzewski B. Dyslokacja Grodzieńska // Prace Zakładu geol. i geogr. Univ. w Winie, 1929. T. 5. № 6.

Straszewska K. Middle-polish (rissa) age of marginal forms in the vicinity of Lomza (North-Eastern Poland) // Bull. Acad. pol. sci. Ser. sci. terre, 1975. Vol. 23.

Woldstedt P. Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart, 1955. Auf. 1-2.

Wołosowicz S. O grzędach morenowych ziemi Narockiej i granicy młodszege zlodowacenia w dorzeczu Wilji // Pos. N.P.I.G. 1923. T. 11. № 4.

Wołosowicz S. Sprawozdanie z badań geologicznych na obszarze województwa Białostockiego, Nowogrodzkiego i Wileńskiego. Pos. Np.I.G., 1924. №7.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1.	
История и методика исследований Минской и Опшмянской возвышенностей.....	8
Развитие представлений о строении и происхождении возвышенностей.....	8
Методика исследований.....	12
Глава 2.	
Характер коренного субстрата.....	16
Участок Центрально-Белорусского массива.....	17
Зона Воложинского погребенного грабена.....	18
Глава 3.	
Антропогенные отложения.....	22
Основные особенности строения антропогенной толщи.....	22
Комплекс образований нижнего звена.....	27
Комплекс отложений среднего звена.....	42
Комплекс отложений верхнего звена.....	53
Глава 4.	
Структура и морфология краевых образований.....	60
Основные черты гляциоморфологии возвышенностей.....	60
Ивенецкая ледораздельная возвышенность.....	63
Краевые образования Логойской и Опшмянской возвышен- ностей.....	71
Глава 5.	
Этапы геологического развития и полезные ископаемые.....	91
Заложение древнейших ядер (наревский этап).....	91
Основные этапы формирования возвышенностей в антропогене.....	91
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	108
ЛИТЕРАТУРА.....	111

Научное издание

КОМАРОВСКИЙ Михаил Евгеньевич

МИНСКАЯ И ОШМЯНСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Редактор Есипенко Т.Ф. Корректор Есипенко Т.Ф. Компьютерный набор Одерзук И.И.
Технический редактор и компьютерная верстка Огаркова С.Ю.

Подписано в печать 21.05.96. Формат 70×108/16. Бумага офсетная. Офсетная печать. Усл.-печ.л.
11.2. Уч.-изд.л. 10.5. Тираж 200 экз. Заказ 7.

Отдел книжно-журнальных изданий и оперативной полиграфии Института геологических наук
АНБ. 220141, г.Минск, ул.Жодинская, 7. ИГН АНБ. Лицензия ЛВ № 368.

Отпечатано на роталпринте в Институте геологических наук АНБ.
220141, г.Минск, ул.Жодинская, 7. Лицензия ЛП № 253

*В 1996 году
Институтом геологических наук АН Беларуси
подготовлено и выпущено в свет*

научное издание

А.П.Пап

НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ БЕЛАРУСИ

*По вопросам приобретения вышеуказанного издания
обращаться по адресу:*

*220141. г. Минск, ул. Жооинская, 7.
Институт геологических наук АН Беларуси
Отдел книжно-журнальных изданий
и оперативной полиграфии
Тел. (0172) 64-52-74*

*В 1996 году
Институтом геологических наук АН Беларуси
готовится к выходу в свет*

научное издание

В.К.ЛУКАШЕВ Л.В.ОКУНЬ

**ЗАГРЯЗНЕНИЕ
ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
г.МИНСКА**

*По вопросам приобретения вышеуказанного издания
обращаться по адресу:*

220141, г. Минск, ул. Жодинская, 7.
Институт геологических наук АН Беларуси
Отдел книжно-журнальных изданий
и оперативной полиграфии
Тел. (0172) 64-52-74