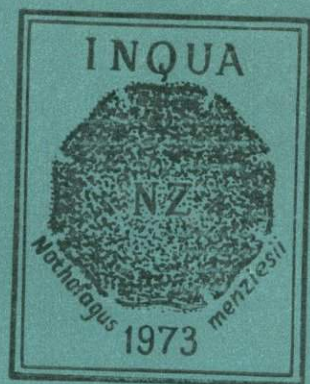


*Е. П. Мандер*



АНТРОПОГЕНОВЫЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ  
И РАЗВИТИЕ  
РЕЛЬЕФА  
БЕЛОРУССИИ

АКАДЕМИЯ НАУК БЕЛОРУССКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ГЕОФИЗИКИ

Е. П. МАНДЕР

АНТРОПОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА  
БЕЛОРУССИИ

(К IX КОНГРЕССУ INQUA)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА И ТЕХНИКА» МИНСК 1973



810

AKADEMY OF SCIENCES OF BSSR  
INSTITUTE OF GEOCHEMISTRY AND GEOPHISICS

E. P. MANDER

ANTHROPOGENE SEDIMENTS  
AND BYELORUSSIAN RELIEF  
EVOLUTION

(FOR THE IX CONGRESS OF INQUA)

PUBLISHING HOUSE «NAUKA I TEKHNIKA» MINSK 1973

АКАДЭМІЯ НАВУК БЕЛАРУСКАЙ ССР  
ІНСТЫТУТ ГЕАХІМІІ І ГЕАФІЗІКІ

551.4

К. П. МАНДЭР

АНТРАПАГЕНАВЫЯ АДКЛАДЫ  
І РАЗВІЦЦЁ РЭЛЬЕФУ  
БЕЛАРУСІ

(ДА ІХ КАНГРЭСУ INQUA)

ВЫДАВЕЦТВА «НАВУКА І ТЭХНІКА» МІНСК 1973

**Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии.** Мандер Е. П. «Наука и техника», 1973, стр. 128.

Работа является обобщением материала по стратиграфии, палеогеографии и геоморфологии Белоруссии. В ней освещены общие закономерности строения, распространения и условий залегания различных стратиграфических горизонтов антропогенной толщи. Основные черты рельефа и его развитие в антропогене определены структурно-тектоническими особенностями, неотектоническими движениями земной коры, строением ложа антропогенных осадков, а также взаимодействием различных экзогенных факторов, определяющим из которых является ледниковый. В особенностях формирования рельефа отражено унаследованное развитие. Современный рельеф характеризуется зональностью. Составлена серия гипсометрических карт по отдельным срезам антропогенной толщи, палеогеографических карт.

Книга представляет интерес для геологов, географов, палеогеографов и других исследователей.

Рис. 43. Табл. 3. Библиография — стр. 115—123.

Редактор академик АН БССР Г. И. ГОРЕЦКИЙ

**Anthropogene deposits and relief development of Byelorussia.** Mander E. P. «Nauka i tekhnika», 1973, pp. 128.

The paper is a generalization of the extensive material on stratigraphy, paleogeography and geomorphology of Byelorussia territory. It elucidates general laws of structure, distribution and occurrence of various stratigraphic horizons in the Anthropogene stratum, basic features of relief formation determined by both the structural bed of Anthropogen sediments, structural and tectonic peculiarities as well as by the interaction of different exogenic factors, the main being the glacial one. It is demonstrated that the inherited development is reflected in the features of relief formation and the present day relief is characterized by zonation. A number of hypsometric and paleogeographic maps of different sections of the Anthropogene thickness is given.

Fig. 43. Tables 3. Refs. pp. 115—123.

M 0292-059/97-73  
M316-73

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Белоруссия является классическим районом распространения антропогенных отложений. Она расположена в зоне аккумулятивной деятельности всех оледенений Русской равнины, поэтому для нее характерно сложное строение антропогенной толщи. Деятельностью покровных оледенений определены также основные черты рельефа Белоруссии и его развитие в антропогене. К территории республики приурочено все разнообразие ледниковых форм и генетических типов отложений, свойственное областям покровных оледенений.

Антропогенные отложения сплошным чехлом покрывают более древние породы и достигают мощности 200—300 м, в среднем около 80 м. К ним приурочены многочисленные полезные ископаемые, главным образом строительные материалы, торф, минеральные краски. Эти отложения служат источником водоснабжения многих городов и населенных пунктов, промышленных предприятий, а также основанием для различных сооружений (гидротехнических, промышленных, жилых зданий и др.). Изучение антропогенных отложений имеет важное значение для решения проблемы мелиоративного освоения земель и т. д.

Геологические и геоморфологические исследования на территории Белоруссии проводятся с конца XIX в. Накоплен обширный материал по строению антропогенной толщи и особенностям рельефа Белоруссии. Почти вся территория республики покрыта геологической съемкой среднего и частично крупного масштабов. Имеется большое количество скважин, вскрывших всю мощность антропогенных отложений, датированных палеоботаническими, палеофаунистическими и другими методами. Этому вопросу посвящена обширная литература обобщающего характера.

Большая изменчивость антропогенной толщи, разнообразие форм рельефа свидетельствуют о сложности процессов, протекавших на протяжении антропогенного периода. В связи с этим выявление общих, наиболее важных закономерностей строения антропогенной толщи и развития рельефа имеет большое значение для решения многих вопросов стратиграфии, геоморфологии и палеогеографии антропогена.

Не случайно основными вопросами, освещенными в книге, явились: 1) установление общих закономерностей строения, распространения и условий залегания ледниковых и межледниковых осадков на территории Белоруссии; 2) выявление характерных черт современного рельефа и основных закономерностей его развития в антропогене. Решение этих задач имеет важное не только научное, но и практическое значение, поскольку оно создает необходимую теоретическую основу для более эффективных прогнозов на различные виды полезных ископаемых.

Материалы собраны автором при проведении геологической съемки в Управлении геологии при Совете Министров БССР (1956—1960 гг.), а также при выполнении научно-исследовательских работ в Институте геологических наук АН БССР под руководством доктора геолого-минералогических наук М. М. Цапенко (1960—1966 гг.) и в Отделе палеогеографии антропогенного периода Института геохимии и геофизики АН БССР под руководством академика АН БССР Г. И. Горецкого (1966—1971 гг.). Значительная часть материалов получена во время экспедиционных исследований, проводившихся в бассейне Днепра, Немана, в других районах БССР и смежных территорий. Детально исследовались Копыско-Шкловский и Речицко-Лоевский участки долины Днепра как ключевые для решения вопросов стратиграфии и палеогеографии антропогена Белоруссии. При этом особое внимание уделялось изучению опорных разрезов, которые в настоящее время приняты в качестве стратотипов отложений различных отрезков антропогена территории Белоруссии. Основной работы являются сводные карты, составленные для всей территории Белоруссии: карта антропогенных отложений БССР и геоморфологическая, рельефа ложа антропогенных пород, гипсометрические карты по залеганию моренных горизонтов, мощностей морен, серия палеогеографических карт по оледенениям и межледниковьям, карта новейшей тектоники, карта краевых ледниковых образований Белоруссии и др. Они составлены на основании обобщения большого фактического материала — картографического, разрезов буровых скважин, данных геологосъемочных работ и литературных сведений. При построении карт учитывались структурные особенности территории, характер поверхности ложа антропогенных осадков, условия залегания различных стратиграфических горизонтов, геологические и геоморфологические данные и т. п. Изогипсы рельефа и изопакиты на картах проведены через 10 м.

Использовано свыше 5 тыс. скважин, главным образом геологосъемочных, а также пробуренных для целей водоснабжения и поисков полезных ископаемых. Для стратиграфического расчленения антропогенных отложений в качестве опорных избраны разрезы с межледниковыми осадками, которые изучались спорово-пыльцевым, палеокарпологическим, литологическим и другими методами. Для увязки отдельных разрезов и их наиболее полной интерпретации составлены профили, пересекающие Белоруссию в широтном и меридиональном направлениях. Карты и геологические разрезы отражают основные, наиболее общие закономерности строения, распространения и залегания различных стратиграфических горизонтов антропогенной толщи, развития рельефа и палеогеографических особенностей территории Белоруссии. Интерпретация карт может быть различной, и по мере накопления новейшего материала будет уточняться их содержание. Серия карт (по гипсометрическому положению моренных горизонтов и мощностям, а также некоторые палеогеографические) составлена впервые. Выполнение научно-исследовательских тем и составление карт осуществлялись под руководством М. М. Цапенко, а ряд карт (рельефа ложа антропогенных отложений, новейшей тектоники и др.) выполнен в соавторстве с ней.

При проведении исследований и при написании работы большую помощь оказали академик АН БССР Г. И. Горецкий, В. А. Кузнецов, Л. Н. Вознячук, Н. А. Махнач, которым автор выражает глубокую благодарность.

Работа посвящается светлой памяти дорогого учителя, выдающегося исследователя антропогена Белоруссии Маргариты Мстиславовны Цапенко.

О СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ И ИСТОРИИ  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БЕЛОРУССИИ

Важные сведения о геологическом строении и тектонике Белоруссии изложены в работах А. П. Карпинского, А. Э. Гедройца, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, А. М. Жирмунского, Г. В. Богомолова, А. С. Махнача, В. К. Голубцова, З. А. Горелика, Б. В. Бондаренко, Ж. П. Хотько, М. С. Кичкиной и других исследователей. Современные представления о структурных элементах и истории их формирования сложились главным образом в послевоенные годы. В течение последних десятилетий некоторыми исследователями устанавливается тесная взаимосвязь современного рельефа с геоструктурными особенностями территории республики.

Главнейшими тектоническими структурами Белоруссии (Горелик и др., 1968; Горелик, 1969) являются Белорусский кристаллический массив, Припятская, Брестская и Оршанская впадины, Полесская, Латвийская, Жлобинская седловины, склоны Воронежского и Украинского кристаллических массивов. Это структуры древнего заложения и длительного геологического развития (рис. 1).

*Белорусский кристаллический массив* занимает северо-западную и центральную части Белоруссии, представляет собой крупное поднятие допалеозойских кристаллических пород, которое протягивается от Украинского кристаллического массива через Полесскую седловину и поперечный перегиб Латвийской синеклизы к Балтийскому щиту. На востоке Гомельская (Жлобинская) седловина соединяет Белорусский массив с Воронежским. Сводовая часть Белорусского массива расположена в районе Гродно — Молодечно — Минск — Барановичи, где абсолютные отметки фундамента колеблются от +80 до —250 м.

В пределах Белорусского массива выделяются Щучинский, Моринский, Белицкий, Слонимский, Новогрудский, Бобовнянский выступы с относительными повышениями поверхности фундамента на 50—100 м. Мощность осадочного чехла в сводовой части массива составляет 100—150 м и на склонах увеличивается до 600 м. Осадочный покров на массиве характеризуется выпадением из разреза ряда стратиграфических подразделений, перерывами в осадконакоплении, что указывает на крупные поднятия и последующие процессы денудации, а также на высокую степень подвижности отдельных блоков фундамента.

На территории Белорусского массива широко распространены отложения верхнего протерозоя, верхнего мела и кайнозоя. Верхнепротерозойские образования представлены осадками верхнерифейского и вендского комплексов и сложены в основном песчаниками, а отложения верхнего мела — мергельно-меловыми породами, максимальная мощность которых не превышает 100 м. На большей части массива меловые

породы слагают ложе антропогенной толщи. К осадкам кайнозойской группы относятся песчано-глинистые породы палеогена, неогена и антропогена.

Большие площади и значительные мощности верхнепротерозойских отложений указывают на глубокое погружение территории в это время. В конце позднего рифея и в начале венда наблюдался крупный перерыв в осадконакоплении, который характерен и для смежных районов (Брестская и Оршанская впадины, северо-запад и запад Припятской впадины).

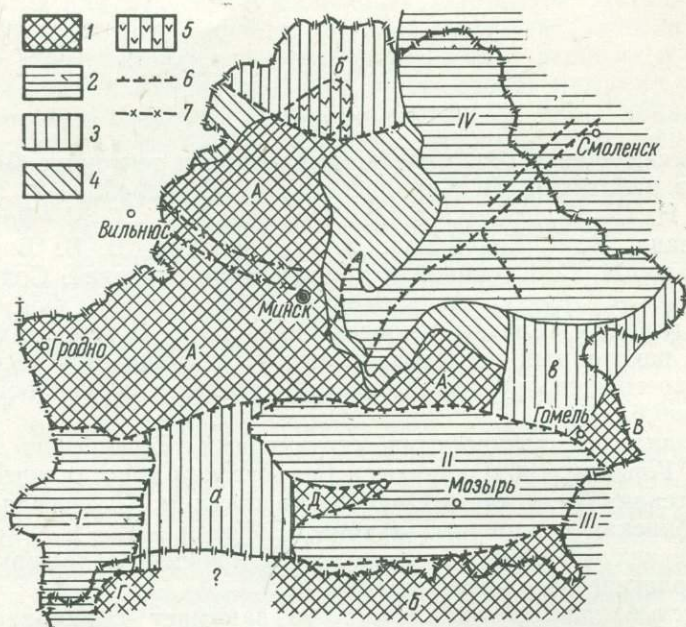


Рис. 1. Схематическая карта тектонических элементов территории БССР (Горелик, 1968): I — положительные структуры с приподнятым залеганием кристаллического фундамента (А — Белорусский кристаллический массив, Б — Украинский щит, В — Воронежский кристаллический массив, Г — Ратновский выступ, Д — Микашевичский выступ), 2 — отрицательные структуры, где кристаллический фундамент глубоко погружен (I — Брестская, II — Припятская, III — Днепровско-Донецкая, IV — Оршанская впадины), 3 — седловины в кристаллическом фундаменте (а — Полесская, б — Латвийская, в — Жлобинская), 4 — восточный склон Белорусского массива, 5 — выступ кристаллических пород на площади Латвийской седловины, 6 — основные разрывные нарушения, 7 — предполагаемая зона разрывных нарушений

Образование Белорусского массива как самостоятельной структуры началось в раннем палеозое. На протяжении почти всего палеозоя и мезо-кайнозоя территория массива испытывала поднятие. Это подтверждается отсутствием на его приподнятых частях отложений от кембрия до верхней юры, широко развитых на склонах кристаллического массива и в смежных впадинах.

Формирование массива как структурной и морфологической единицы обусловлено тектоническими движениями земной коры по субширотным разломам фундамента. Существование их установлено в зонах сочленения массива с сопредельными отрицательными структурами.

В современном рельефе Белорусскому кристаллическому массиву в общем плане соответствует область Белорусской гряды. К наиболее приподнятой части массива приурочены Гродненская, Волковысская,

Слонимская, Новогрудская, Минская ледниково-аккумулятивные возвышенности и Копыльская гряда. В рельефе ложа антропогенных осадков этим формам современного рельефа соответствуют также значительные повышения. Наряду с ними, в основном в присклоновых частях массива, существуют обширные понижения, выраженные в рельефе кровли доантропогенных пород (Дисненско-Полоцкая, Средне- и Верхне-Неманская, Северо-Полесская депрессии, см. рис. 31). В современном рельефе это Дисненская, Полоцкая, Чашникская, Средне- и Верхне-Неманская низины и Центрально-Березинская равнина.

*Припятская впадина* занимает значительную территорию юга и юго-востока Белоруссии. Вдоль глубинных разломов она сочленяется на севере с Белорусским кристаллическим массивом, на северо-востоке — со Жлобинской седловиной и на юге — с Украинским массивом. На востоке Припятская впадина граничит с Воронежским массивом, на юго-востоке через глубоко погруженную Лоевскую седловину она сливается с Днепровско-Донецкой впадиной. Более приподнятая юго-западная часть этой седловины составляет Брагинский выступ, являющийся отрогом Украинского кристаллического массива.

Припятская впадина характеризуется глубоким погружением кристаллического фундамента (до 5500—6000 м). Современная структура впадины сложная: по фундаменту выделяется система блоков, объединяющих структуры второго порядка субширотного простираения. К ним относятся Червонослободский, Центральный, Мозырский, Буйновичский, Наровлянский, Хойникско-Брагинский горсты и Шатилковский, Копаткевичский, Калинковичский, Мелешковичский, Ельский, Туровский грабены.

Осадочный покров впадины представлен отложениями верхнего протерозоя, палеозоя и кайнозоя. Особенно полно развиты верхнедевонские соленосные осадки, мощность которых достигает 3500 м. По кровле верхней соленосной толщи в пределах впадины выявлено свыше 80 локальных положительных структур. Они являются объектами поисковых и разведочных работ на нефть и газ.

В пределах Припятской впадины под антропогенными отложениями широко развиты осадки палеогеновой и неогеновой систем, представленные в основном кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками, кварцевыми песками, глинами. В ряде мест они вскрываются в береговых обрывах долин Днепра (у Речицы и Лоева), а также Сожа и Ипути.

По З. А. Горелику (1965, 1969), заложение Припятской впадины как обособленной тектонической структуры Русской платформы произошло в девоне. На протяжении почти всей геологической истории Припятская впадина развивалась как составная часть Днепровско-Донецкой.

В позднепротерозойское время западная и северо-западная части впадины испытывали погружение. Отсутствие отложений нижнего палеозоя, силура, нижнего девона на территории Припятской впадины и за ее пределами свидетельствует о том, что в это время здесь была суша, на которой преобладали процессы денудации. В среднем девоне на территории впадины возобновились нисходящие тектонические движения. Во время накопления отложений верхней соленосной толщи (от среднефаменского времени позднего девона и до позднекаменноугольной эпохи) произошло нарастание амплитуды тектонических движений (суммарные амплитуды 2—3 км) главным образом вдоль разломов в фундаменте. Припятская впадина в это время существовала в виде грабена, ограниченного с севера и юга крупными глубинными разломами.

От позднекаменноугольной эпохи до антропогена включительно нисходящие и восходящие движения проявлялись в пределах впадины

менее интенсивно и имели незначительные амплитуды. В мезо-кайнозое погружению подвергалась территория за пределами впадины, благодаря чему размеры впадины увеличились, а глубинные разломы, ограничивающие впадину по фундаменту и палеозойским образованиям, уже не влияли на ее формирование. Суммарная амплитуда тектонических движений на этом этапе была отрицательной, что и обусловило продолжение погружения впадины и ее развитие в качестве отрицательной структуры в мезо-кайнозое.

Связи современного рельефа впадины с тектоническими структурами посвящены исследования З. А. Горелика (1958—1969), М. М. Цапенко, Б. В. Шевякова, Е. П. Мандер (1961), В. И. Гридина (1965, 1966). По данным этих исследователей, Припятская впадина в целом и сопредельные с ней крупные тектонические элементы отражены в современном рельефе. Полесская низменность по площади соответствует Припятской и Брестской впадинам и Полесской седловине. Совпадает также и их общее простираие. При сочленении Припятской впадины с Днепровско-Донецкой широтное простираие первой меняется на юго-восточное. В этом же направлении сливается с Приднепровской и Полесская низменность. В центральной части Припятской впадины расположено русло Припяти. Днепр и Сож при переходе в Днепровско-Донецкую впадину текут в пределах Жлобинской седловины — в понижениях кровли кристаллического фундамента. К району Полесской седловины приурочен водораздел двух бассейнов — Припяти и Буга.

Тектоническое строение территории в значительной мере повлияло на характер речной сети и направление течения рек. 75% соляных структур приурочено к водораздельным площадям и огибаются реками. Часто на соляных структурах находятся истоки рек. Вблизи соляных поднятий некоторые реки резко меняют свое направление (Припять огибает Петриковское, Шестовичское, Мозырское соляные поднятия, Березина в нижнем течении резко меняет направление, огибая Первомайское поднятие соленосных пород, и т. д.).

В. И. Гридин (1965, 1966) в результате морфометрических построений с применением материалов аэрофотосъемки, геологических и геофизических данных также приходит к выводу, что глубинные тектонические структуры впадины хорошо отражены в современном рельефе. При этом на формирование рельефа большое влияние оказали тектонические движения блоков фундамента вдоль разрывных нарушений и рост соляных структур.

*Брестская впадина* расположена на юго-западе Белоруссии. На севере она граничит с Белорусским массивом, на востоке — с Полесской седловиной, на юго-востоке — с Ковельским поднятием, на юго-западе она соединяется с Наревско-Бугской впадиной. Кристаллический фундамент впадины расчленен на блоки — относительные прогибы и выступы северо-восточного простираия (Высоковский, Тришинский, Антопольский и Малоритский прогибы с абсолютными отметками фундамента минус 1800—2200 м; Бельский, Шерешевский, Кобринский и Дивинский выступы, превышения которых по отношению к впадинам достигают 1500 м).

Впадина выполнена верхнепротерозойскими (верхнерифейскими и вендскими), ниже- и среднекембрийскими, ордовикскими, силурийскими, пермскими и мезо-кайнозойскими отложениями. В юго-западной части впадины встречаются каменноугольные образования.

Заложение Брестской впадины как самостоятельной отрицательной структуры произошло в раннем кембрии (Горелик, 1969). Наиболее интенсивное погружение ее территории проявилось в силуре. Начиная с

девона, развитие впадины как самостоятельной тектонической структуры прекратилось. Отсутствие девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений в пределах значительной части впадины и смежных областей Белорусского массива, Полесской седловины и Ратновского выступа свидетельствует о том, что в это время она существовала в виде возвышающейся территории, которая подверглась денудации.

В позднепермскую эпоху начался новый этап погружения впадины, продолжавшийся до неогена включительно. Наиболее интенсивные отрицательные тектонические движения проявились в поздне меловую эпоху, благодаря чему накопились значительные толщи этих образований. Пермские и триасовые отложения широко распространены в смежных районах Польши, а верхнемеловые и кайнозойские — на Белорусском массиве, Полесской седловине и Ратновском выступе.

В современном рельефе Брестская впадина соответствует западной части Полесской низменности (Брестское Полесье).

*Оршанская впадина* является юго-западным окончанием Московской синеклизы. Она расположена между Белорусским массивом и его подземным продолжением — Латвийской седловиной на западе и Нелидовским выступом на востоке. Простирается субмеридионально. В этом же направлении погружается поверхность кристаллических пород от отметок —750 м на склонах до —1250 м и глубже. Внутри впадины выявлены локальные погружения в районе Витебска, Горок (—1400 м) и Червеня (—1000 м), а также локальные выступы с относительными превышениями до 100—200 м в районе Лиозно и Орши. Впадина осложнена системой разрывных дислокаций, поперечных к простиранию самой структуры.

Наиболее значительное прогибание Оршанской впадины и оформление ее как отрицательной тектонической структуры произошло в верхнем протерозое и нижнем палеозое. Отложения верхнего протерозоя представлены образованиями верхнерифейского и вендского комплексов, суммарная мощность которых около 1000 м. В более позднее время геологической истории впадина на территории БССР как самостоятельная структура не развивалась. Отсутствие отложений нижнего палеозоя, нижнего девона свидетельствует о том, что от раннего кембрия и до среднего девона она являлась приподнятой сушей, подвергавшейся интенсивному разрушению, и поверхность вендских отложений была значительно сnivelирована. В живетском веке среднего девона и во франском веке позднего девона на территории впадины возобновились нисходящие тектонические движения. Погружение захватило и смежные области. Максимальная мощность девонских осадков составляет 500 м.

Девонские осадки примерно до широты Могилева, а также в пределах Латвийской седловины слагают ложе антропогеновой толщи. Более молодые отложения (юрские, меловые) имеют несплошное распространение. По-видимому, на значительной территории Оршанской впадины, кроме ее южной части, в последевонское время происходит в основном тектоническое поднятие и устанавливается континентальный режим. Кровля девонских пород очень неровная, в рельефе отмечено наличие многочисленных ложбин, котловин, что свидетельствует о происходивших здесь процессах эрозии и денудации, ледниковой экзарации, карста. Наиболее повышенные участки поверхности девонских пород достигают 160—170 м, низкие — около 50—30 м и даже отрицательных отметок. В основном положительные тектонические движения этой территории испытывала на протяжении антропогена и продолжает испытывать в настоящее время. Об этом свидетельствуют глубокий врез и характер строения речных долин, относительно большая по сравнению с

другими районами высота террас над урезом воды, а также выходы девонских отложений (на склонах долины и в русле Днепра у дд. Кобеляки, Пашино).

Оршанская впадина соединяется с Припятской впадиной *Жлобинской седловиной* как относительно приподнятой структурой. Одновременно Жлобинская седловина как область неглубокого погружения фундамента отделяет Белорусский кристаллический массив от Воронежского. Поверхность кристаллического фундамента в пределах Жлобинской седловины характеризуется небольшим колебанием отметок (—500—740 м). В центральной части седловины отмечаются небольшие по площади выступы и понижения (в районе Рогачева, Жлобина, Чечерска, г. п. Корма). К северу кристаллический фундамент погружается плавно в сторону Оршанской впадины, к югу прослежено резкое уступообразное понижение его по сбросовым линиям. В пределах Жлобинской седловины наблюдается резкое уменьшение мощности и высокое залегание девонских и юрских отложений. От широты Могилева до Рогачева антропогеновые осадки подстилаются меловыми отложениями. Выходы их наблюдаются в долинах Днепра, Сожа, Прони и Беседи. Мощность меловой толщи колеблется от нескольких метров в пределах Жлобинской седловины до 250 м южнее. Кровля меловых отложений также значительно расчленена ложбинами ледникового выпавивания и размыва, карстовыми формами.

Южной части Оршанской впадины и Жлобинской седловине в современном рельефе соответствует платообразная Оршано-Могилевская равнина, а в рельефе кровли коренных пород развита относительно высоко приподнятая Восточно-Белорусская водораздельная равнина.

*Полесская седловина* — приподнятая структура, разделяющая Припятскую и Брестскую впадины и одновременно область неглубокого погружения фундамента между Белорусским и Украинским кристаллическими массивами. Максимальная мощность осадочного покрова составляет около 500 м, в разрезе преобладают верхнепротерозойские породы. Незначительное развитие вендских отложений, отсутствие образований от кембрия до верхнего мела свидетельствуют о длительных восходящих тектонических движениях и преобладании процессов денудации.

Особенности движений, протекавших в пределах Белоруссии за неоген-антропогеновое время, недостаточно выяснены. Некоторые их закономерности выявлены в результате обобщения геологических и геоморфологических данных. Наиболее важные сведения о величине и направленности неотектонических движений получены при анализе глубин вреза гидрографической сети на протяжении различных межледниковий, изменения мощностей моренных и межморенных толщ и их литолого-фациальных особенностей, условий залегания и распространения отдельных моренных и межледниковых отложений, характера строения рельефа и др.

Более детально эти вопросы будут рассмотрены в следующих разделах. Приведем неотектоническую карту-схему БССР (рис. 2). При составлении карты учтено современное гипсометрическое положение до-неогеновой поверхности выравнивания. Приведены сведения о суммарных тектонических движениях различных участков территории Белоруссии за неоген-антропогеновое время.

На карте видно, что территория республики за неоген-антропогеновое время испытала тектонические поднятия, величина которых наиболее значительная для севера, востока и юга (свыше 100 м). Для центральной части величина суммарных движений составляет 90—100 м, а для запада (бассейн Немана) — 50 м.

Определить достоверные амплитуды тектонических движений для отдельных отрезков антропогенного периода довольно трудно. По величине суммарной деформации донеогеновой поверхности выравнивания, по глубине вреза гидрографической сети на протяжении плиоцен-раннеантропогенного времени и в периоды межледниковий можно приблизительно судить об интенсивности и знаке неотектонических движений. Движения носили дифференцированный характер, часто менялись направления движений, причем преобладал этап поднятий, начавшийся в верхнем плиоцене и продолжающийся и в настоящее время.

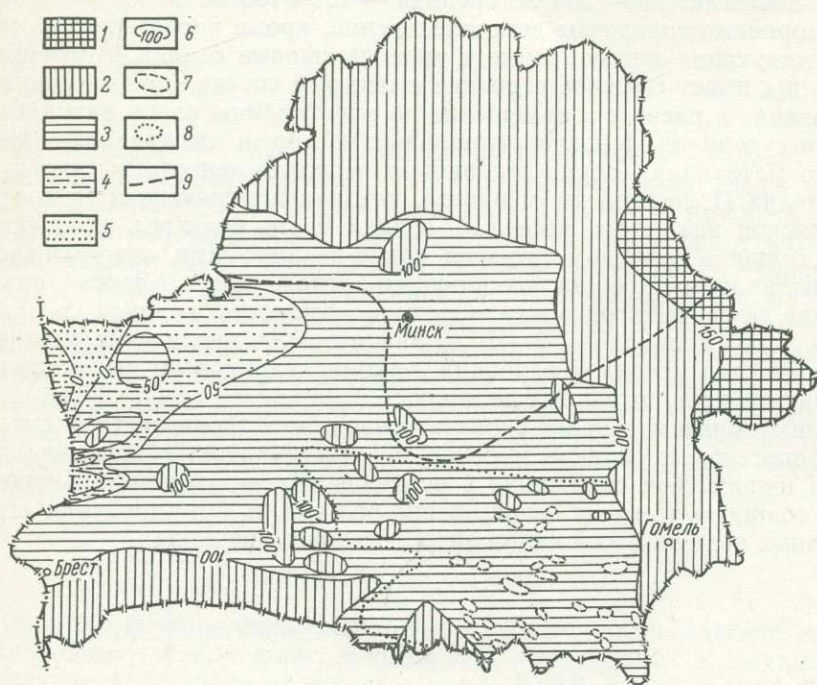


Рис. 2. Неотектоническая карта-схема Белоруссии. Составили М. М. Чапенко, Е. П. Мандер: 1 — абсолютные отметки выше 150 м, 2 — от 150 до 100, 3 — от 100 до 50, 4 — от 50 до 0 м, 5 — ниже 0, 6 — изолинии суммарных деформаций донеогеновой поверхности, 7 — соляные купола, 8 — граница соляной тектоники, 9 — граница распространения неогеновых отложений

Амплитуды колебаний были незначительными. В плиоцен-раннеантропогенное время относительно приподнятыми были восточная часть республики, Белорусский и Украинский массивы, а запад и юго-запад территории занимал наиболее низкое гипсометрическое положение. К концу раннего антропогена относительное опускание произошло в пределах Днепровско-Донецкой впадины, определившее продвижение к югу днепровского ледника. После днепровского оледенения территория Белоруссии в целом испытала положительные тектонические движения. Наиболее значительные поднятия распространились в это время на северную, западную и юго-западную части Белоруссии. Относительно приподнятыми были Белорусский массив, Оршанская впадина. В дальнейшем амплитуды движений становятся еще меньше.

В верхнем антропогене и голоцене произошло значительное оживление тектонических движений (с общим преобладанием положительных). Относительно большие амплитуды движений характерны для Белорус-

ского и Украинского массивов и их склонов, Оршанской и Припятской впадин и ряда положительных структур.

В тесной взаимосвязи с геоструктурными особенностями территории республики и неотектоническими движениями находятся строение, распределение и мощность антропогенных осадков. Например, области Белорусского кристаллического массива, которая в общем плане совпадает с Белорусской грядой, отвечает наиболее мощная и сложно построенная толща антропогенных осадков. Максимальная мощность отложений в пределах Минской, Ошмянской, Новогрудской возвышенностей достигает 200—350 м, средняя — 100—150 м. Здесь распространены моренные горизонты всех оледенений, кроме поозерского, а также соответствующие межморенные и межледниковые осадки. Антропогенная толща имеет сложное строение и пестрый состав. Это многократное чередование в разрезе и замещение по простирацию слоев валунных супесей и суглинков, флювиогляциальных песков и песчано-гравийно-галечного материала, озерно-ледниковых песков и ленточных глин и т. д. В пределах Полесской низменности, которая приурочена к Припятской и Брестской впадинам, моренные осадки часто размыты, и антропогенная толща в основном сложена водно-ледниковыми, озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями. Здесь развиты один-два моренных горизонта. Средняя мощность осадков составляет 10—20, максимальная — 50—70 м. Значительное увеличение мощностей наблюдается в пределах глубоких ложбин ледникового выпахивания и размыва и в древних речных долинах.

Таким образом, можно сделать вывод, что геологическое строение доантропогенных осадков и основные геоструктурные элементы Белоруссии нашли свое отражение в особенностях аккумуляции антропогенной толщи, а также в современном рельефе и формировании его характерных черт на протяжении антропогенного периода.

## СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОСАДКОВ БЕЛОРУССИИ

На основании обобщения материалов геологических съемок (картографических, данных бурения), а также литературных сведений и результатов личных исследований предпринята попытка выяснить условия залегания и закономерности распространения отдельных стратиграфических горизонтов антропогенных осадков в пределах республики. Детально рассматривается современное гипсометрическое положение подошвы и кровли морен, их мощности, строение и условия залегания межледниковых осадков с целью выявления взаимосвязи современного рельефа и его развития в антропогене с закономерностями осадконакопления, строения различных стратиграфических горизонтов, характера продвижения отдельных ледниковых покровов. При этом выделяется роль ледникового фактора как основного в формировании рельефа на протяжении антропогенного периода.

### О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ БЕЛОРУССИИ

Изучение антропогенных отложений и геоморфологические исследования в Белоруссии начались в конце XIX — начале XX в. Первые опубликованные сведения появляются в конце XVIII в. С середины 70-х годов XIX в. изучением антропогенных отложений Белоруссии занимались такие крупные русские исследователи, как Г. П. Гельмерсен (1880), А. П. Карпинский (1887), В. В. Докучаев (1878), А. Э. Гедройц (1895), П. Я. Армашевский (1895, 1901), А. Н. Карножицкий (1895), П. А. Тутковский (1900—1925), А. Б. Миссуна (1903, 1915), Д. Н. Соболев (1931—1946). В их работах дано описание различных генетических типов антропогенных отложений и их стратиграфическое расчленение.

А. Б. Миссуна детально изучала ледниковые отложения и рельеф, уделив значительное внимание описанию конечных морен Белоруссии. Исследования речных долин производились В. В. Докучаевым, Б. Л. Личковым, Н. И. Дмитриевым, П. А. Тутковским.

После Великой Октябрьской революции геологические и геоморфологические исследования на территории республики получили широкий размах в результате планомерного проведения геологосъемочных и геологоразведочных работ. Первоначально была осуществлена 10-верстная съемка, послужившая основой для всех более детальных геологосъемочных работ, проводившихся на территории Белоруссии. В этих исследованиях принимали участие П. А. Тутковский (1900—1925), Г. Ф. Мирчинк (1926—1933), Т. М. Микулина, И. В. Даниловский (1939, 1955), Е. В. Шанцер (1950), А. М. Жирмунский (1927—1943), А. И. Москвитин (1932—1967), С. С. Маляревич (1933), В. И. Маевский и др.

В послевоенные годы территория Белоруссии была покрыта геологической съемкой средних и крупных масштабов, сопровождавшейся геоморфологическими исследованиями и составлением карт. Детальное описание геологического строения и геоморфологии отдельных районов в этот период произвели В. С. Акимец, А. С. Бессонов, Л. Н. Вознячук, Е. Н. Гиммельштейн, Н. М. Грипинский, Б. Н. Гурский, В. И. Гридин, Е. Н. Жук, Ю. С. Зубрицкий, Г. И. Зубович, Г. И. Илькевич, В. В. Корольчук, М. С. Кичкина, В. В. Левчик, П. А. Леонович, Р. И. Левицкая, А. Т. Логойко, В. Г. Лободенко, И. А. Линник, В. Д. Маевская, Г. Г. Мальяр, А. Н. Маклакова, М. Ф. Медведь, В. И. Пасюкевич, Л. Т. Пузанов, Н. И. Рудницкий, А. Д. Семенюк, М. Я. Цауне, Т. А. Цымбал, В. В. Чехович, В. В. Шахнюк, В. А. Шидловский и многие другие.

Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии в послевоенные годы были разработаны М. М. Цапенко (1947—1966), А. И. Москвитиным (1948—1967), С. А. Яковлевым (1956), Л. Н. Вознячуком (1967—1971), Г. И. Горецким (1964—1971) и др. Материалы по литологии антропогенных отложений изложены в работах К. И. Лукашева, С. Г. Дромашко, А. И. Коптева, Е. А. Ильина, В. А. Кузнецова, В. К. Лукашева, Э. А. Левкова, С. Д. Астаповой, А. В. Матвеева, Б. Н. Гурского. Данные спорово-пыльцевого анализа и фауны приведены в работах Н. А. Махнач, В. В. Щегловой, И. В. Даниловского, В. М. Мотуза.

Палеокарпологическое изучение антропогенных отложений осуществляется П. И. Дорофеевым, Ф. Ю. Величкевичем, Э. А. Крутоус; диатомовое — Л. П. Сувви и Г. К. Хурсевич и др. В последние годы работы по различным вопросам геологии антропогенных отложений Белоруссии опубликованы В. И. Пасюкевичем (1966, 1967), В. А. Исаченковым (1962—1964), Л. Т. Пузановым, В. Г. Лободенко (1967), Г. А. Колпашниковым (1963—1968), В. И. Гридиным (1965, 1966), З. А. Гореликом (1958—1969), а также автором (1961—1972).

Характеристика ледникового рельефа приведена в работах В. А. Дементьева (1948, 1956), М. М. Цапенко (1947—1961), Е. А. Ильина (1961—1972), Б. Н. Гурского (1965, 1968, 1970), Н. С. Чеботаревой (1963, 1965), В. И. Пасюкевича, Р. И. Левицкой, А. Д. Семенюка (1966) и др.

Геоморфологию речных долин изучали В. А. Дементьев (1947—1965), А. М. Маринич (1956, 1963), М. М. Цапенко и Н. А. Махнач (1959, 1966), Г. И. Колпашников (1965, 1968), Б. Н. Гурский (1965—1970), В. А. Исаченков (1963), Л. Т. Пузанов и В. Г. Лободенко (1967), котловины озер — О. Ф. Якушко (1958, 1971), эоловые формы рельефа — В. К. Лукашев (1960, 1963), современные геоморфологические процессы — О. Ф. Якушко (1958), В. А. Дементьев (1960), В. Н. Евчихевич (1971). Геоморфологическое строение Полесской низменности описано в трудах П. А. Тутковского (1900—1925), В. А. Дементьева (1956), А. М. Маринича (1956, 1963), С. С. Коржуева (1960), восточных областей Белоруссии — в работах А. М. Жирмунского (1934, 1943), района Могилева — Ю. А. Щербакова (1954), долины Днепра — М. М. Цапенко и Е. П. Мандер (1968), Г. И. Горецкого (1970), Сожа — Б. Н. Гурского (1965, 1968), левобережья Верхнего Поднепровья — Д. И. Погуляева и В. А. Исаченкова (1963) и др.

Наиболее важными сводными работами по геоморфологии Белоруссии являются труды Д. Н. Соболева, В. А. Дементьева, Л. Н. Вознячука, М. М. Цапенко, Е. А. Ильина, Б. В. Шевякова.

В последние годы появляются сводные работы по строению антропогенных отложений и геоморфологии Белоруссии. Прежде всего это книга М. М. Цапенко и Н. А. Махнач «Антропогенные отложения

Белоруссии» (1959), монография Г. И. Горецкого (1970), книга Н. А. Махнач (1971). Заслуживают внимания книги К. И. Лукашева (1971), К. И. Лукашева и С. Д. Астаповой (1971), А. В. Матвеева (1971) и «Геология СССР, т. III, Белорусская ССР» (1971).

### СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА И ЕЕ КРАТКОЕ ОБОСНОВАНИЕ

В вопросах стратиграфии и палеогеографии антропогена Белоруссии существуют противоречивые взгляды. До сих пор для территории республики отсутствует единая стратиграфическая схема. Схемы стратиграфического деления антропогеновой толщи были предложены Г. Ф. Мирчинком (1924—1933), А. М. Жирмунским (1929—1932), И. В. Даниловским (1939—1955), А. И. Москвитиним (1946—1967), С. А. Яковлевым (1956), М. М. Цапенко (1947—1966), К. И. Лукашевым (1954—1971), Л. Н. Вознячуком (1959—1971), Г. И. Горецким (1964—1970) и другими исследователями.

В работе использована схема Н. А. Махнач, Э. А. Левкова, Б. Н. Гурского, И. А. Линника, В. И. Пасюкевича, А. В. Матвеева, Е. П. Мандер. Эта стратиграфическая схема является дальнейшим развитием схемы М. М. Цапенко (Цапенко, Махнач, 1959). Детальное обоснование стратиграфической схемы палинологическим методом произведено Н. А. Махнач (1971).

810  
Большой фактический материал (геологический и геоморфологический) показал, что в разрезе антропогена Белоруссии выделяются отложения пяти оледенений и разделяющих их межледниковий. Наименования стратиграфических подразделений даны по наиболее полным и хорошо изученным опорным разрезам. Антропогеновые отложения Белоруссии разделены на ранне-, средне-, позднеантропогеновые и современные (голоценовые). К раннеантропогеновым ( $A_{p1}$ ) отнесены отложения предледниковья (брестский горизонт), осадки белорусского оледенения, налибокского (беловежского, венедского, тургеляйского) межледниковья, березинского (окского, II миндельского) оледенения; к среднеантропогеновым ( $A_{p2}$ ) — отложения александрийского (лихвинского) межледниковья, днепровского оледенения, шкловского (рославльского, одинцовского) межледниковья, сожского (московского) оледенения; к позднему антропогену ( $A_{p3}$ ) — муравинского (микулинского) межледниковья и поозерского (валдайского) оледенения с рутковичским межледниковьем или межстадиалом. Стратиграфический ранг рутковичских образований окончательно не установлен и рассматривается как проблематическое межледниковье. Сопоставление стратиграфических подразделений с важнейшими схемами по смежным территориям дано в таблице. Ниже приведем краткое обоснование стратиграфического разреза Белоруссии.

Наиболее древние, брестские осадки встречаются довольно редко. Они пока недостаточно изучены, и возраст их устанавливается в основном по стратиграфическому положению в разрезе. Залегают брестские осадки в понижениях доантропогеновой поверхности. В некоторых местах они перекрыты мореной белорусского оледенения. К отложениям этого возраста отнесены озерно-аллювиальные и озерные супеси, вскрытые под мореной древнейшего оледенения у д. Тесновая Воложинского района, на ряде участков Брестской области (Махнач, 1971), в Старобине (Махнач, 1961), дд. Кончицы, Изин и др. (Цапенко, Махнач, 1959; Махнач, 1961). Б. Н. Гурский (1965) к брестским отложениям относит глины, вскрытые близ Добруша (д. Очесо-Рудня) в долине Ипуть.



Важнейшие подразделения антропогенных (четвертичных)

Белоруссия					
Н. А. Махнач, Э. А. Левков, Е. П. Мандер и др., 1970		М. М. Цапенко, Н. А. Махнач, 1959		Л. Н. Вознячук, Л. Т. Пузанов, 1965	
современный (голоценовый)					
Антропоген	Верхний (Ап <sub>3</sub> )	поозерский	браславский	оледенение второй половины новой эпохи	валдайский
			рутковичский	межледниковье второй половины новой эпохи	
			оршанский	оледенение первой половины новой эпохи	
		муравинский	межледниковье первой половины новой эпохи	муравинский	
	Средний (Ап <sub>2</sub> )	сожский	могилевский	оледенение второй половины средней эпохи	днепровский с московской стадией
			горецкий		
			славгородский		
		шкловский	межледниковье второй половины средней эпохи		
		днепров- ский	мозырский	оледенение первой половины средней эпохи	
			узенский		
столинский					
александрыйский	межледниковье первой половины средней эпохи	лихвинский			
Нижний (Ап <sub>1</sub> )	березинский	оледенение второй половины древней эпохи	березинский		
	налибокский	межледниковье второй половины древней эпохи	беловежский		
	белорусский	оледенение первой половины древней эпохи	варяжский (наревский)		
	брестский	предледниковье	—		

Брестские отложения представлены озерными, озерно-болотными и речными осадками. Это пески, супеси, суглинки, мергели, глины. По данным М. М. Цапенко (1966), между раннеантропогенными и залегающими стратиграфически ниже плиоценовыми осадками имеются значительные различия, как литологические, так и палеоботанические, что свидетельствует о неоднократной смене физико-географических условий и гидрологического режима водоемов, в которых происходило накопление осадков.

## отложений Белоруссии и смежных территорий

Европейская часть СССР			Украина		
ВСЕГЕИ. Унифицир. регион. схема, 1963	К. К. Марков, А. А. Величко, 1970	Г. И. Горещкий, 1966	М. Ф. Веклич, 1965		
современный		современный	голоценовый		
валдайский	осташковский	валдайская ледниковая эпоха с осцилляциями	валдайский	балтийский	причерноморский
	мологошескинский			шекснинский	дофиновский
	калининский			двинский	бугский
				волжский	витачевский
	неманский		удайский		
микулинский	мгинская (микулинская) межледниковая эпоха	микулинский (муравинский)	прилуцкий		
среднерусский	московский	московская ледниковая (?) эпоха		московский	тясминский
	одинцовский	рославльская (одинцовская) межледниковая эпоха		одинцовский	
	днепровский	днепровская ледниковая эпоха		сожский	
днепровский			днепровский	днепровский	потягайловский
				орельский	
лихвинский	лихвинская межледниковая эпоха	верхнелихвинский, лихвинский	завадовский		
белорусский	окский	окская ледниковая эпоха (два горизонта?)	окский (верхнеберезинский)	тилигульский	
	беловежский (?)	—	венедский (беловежский)	лубенский	
	наревский (?)	—	березинский (нижнеберезинский)	сульский	
	вильнюсский ?	—	вильнюсский	мартоношский	
				приазовский	

Для отложений раннего антропогена характерно чередование темно-серых, серых и черных, обогащенных органическим веществом песков, супесей и суглинков со светло-серыми и светло-желтыми, лишенных органических остатков. Различия в условиях осадконакопления брестских отложений и плиоцена отразились также на минералогическом составе, окатанности зерен, сортированности материала. Для плиоцена характерна лучшая по сравнению с антропогеновыми осадками скатанность зерен, присутствие значительного количества молочно-белого

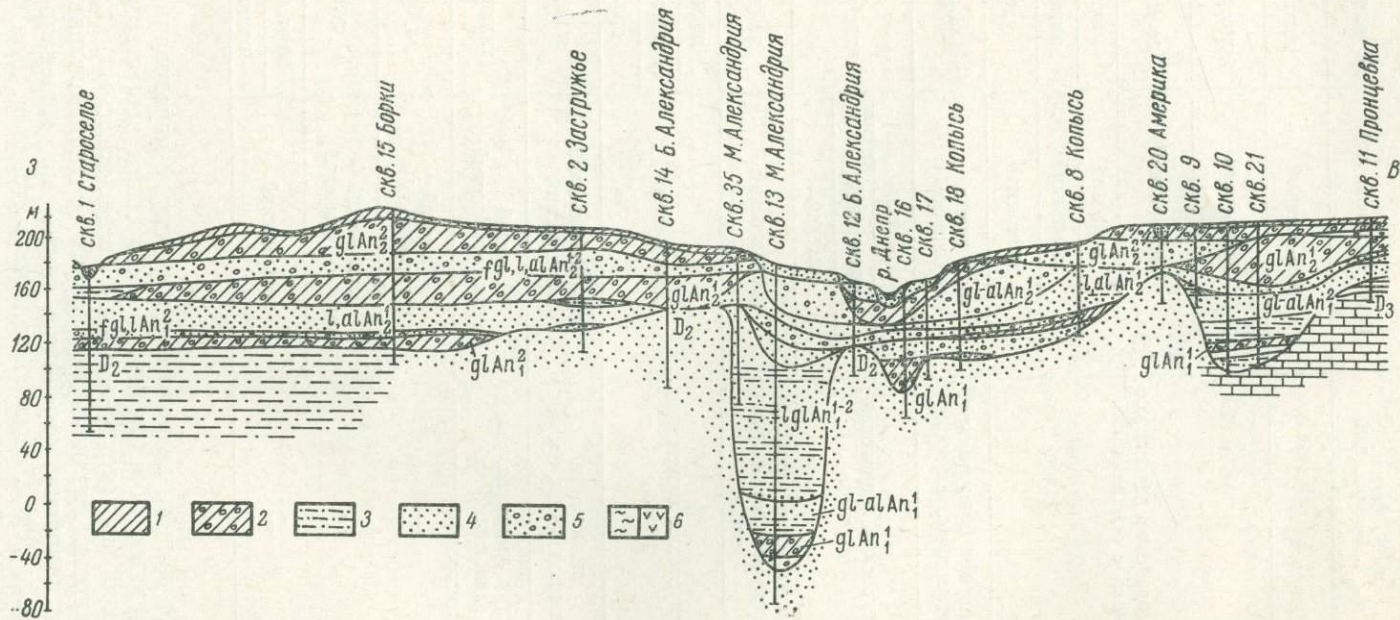


Рис. 3. Геологический разрез по линии Староселье — Пронцевка (Копысский поперечник): 1 — супесь, 2 — суглинок и супесь с валунами и галькой, 3 — глина, 4 — песок тонко- и мелкозернистый, 5 — песок разномзернистый с гравием и галькой, 6 — торф, растительные остатки

кварца, высокое содержание глауконита. В брестских отложениях кварц прозрачный, часто с поверхности покрыт железистыми пленками, глауконит встречается изредка, всегда присутствуют полевые шпаты. В составе тяжелых фракций отложений плиоцена характерно повышенное содержание циркона, рутила, турмалина, реже ставролита, дистена и силлиманита, а в образованиях раннего антропогена преобладают амфиболы, минералы группы эпидота, пироксены, апатиты, гранаты. По данным Н. А. Махнач (1971), спорово-пыльцевые спектры из отложений брестского возраста характеризуются обилием пыльцы сосны (40—50%) и березы (11—40%), постоянным присутствием пыльцы ели (2—5%), ольхи (5—15%), орешника (1—4%), спор *Bryales* и *Sphagnum*. В них спорадически отмечается различной степени сохранности пыльца дуба, граба, липы, клена, бука. Нередко встречаются реликты плиоценовой флоры, как *Tsuga*, *Taxus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Ilex*, *Vixus* и др.

Стратиграфически выше залегают ледниковые, водно-ледниковые и озерно-ледниковые образования *белорусского* оледенения. Представлена белорусская морена валунными суглинками и супесями зеленовато-серого, темно-бурого и буровато-коричневого цвета. В их составе встречаются отторженцы коренных пород (глауконитовые пески палеогена, известняки и доломиты девона и др.). В последние годы нижеантропогеновые отложения детально изучались нами в Белорусском Поднепровье на Копыско-Шкловском отрезке долины Днепра. По мнению многих исследователей, этот участок Русской равнины является одним из опорных в изучении стратиграфии и палеогеографии антропогена.

Во время геологических исследований, проведенных при участии автора в 1958—1961 гг., было пробурено 12 скважин по поперечному створу (рис. 3). В этом районе установлено наличие 4 моренных (белорусского, березинского, днепровского и сожского) и 3 межледниковых горизонтов, пройденных скважинами.

Исследованиями 1967—1969 гг. под руководством Г. И. Горецкого изучены нижеантропогеновые осадки еще в ряде новых скважин. Расположенная у д. Малая Александрия Шкловского района скв. 13 вскрыла самую глубокую в Белорусском Поднепровье ложбину ледникового выпахивания и размыва. Ложе ее находится на отметке минус 47,0 м. Разрез антропогеновой толщи в этой скважине имеет следующее строение (м):

0,0—0,3	Почвенно-растительный слой.
0,3—7,8 gl-al An <sub>3</sub>	Песок желто-бурый, крупно- и среднезернистый, с гравием и галькой.
7,8—18,0 gl-al An <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Песок желто-бурый, средне- и крупнозернистый, с гравием и галькой. В подошве слоя преобладает песчано-гравийный материал. Базальный горизонт аллювия.
18,0—21,6 1-al An <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Песок светло-серый с палевым оттенком, средне- и крупнозернистый, слабо пылеватый.
21,6—27,9	Песчано-гравийный материал с гравием и галькой до 40%.
27,9—32,7 gl-al An <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Песок желтовато-серого цвета, мелко- и среднезернистый, с галькой гранита и гнейса.
32,7—37,5	Песок серый, крупно- и среднезернистый, с гравием и редкими валунами гранита.
37,5—41,2 1, al An <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Песок светло-серый, тонкозернистый, однородный.
41,2—50,6 gl-al An <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Песок бурый, среднезернистый, с гравием, галькой (10—15%), представленными обломками изверженных и осадочных пород.

70,6—69,0	Песок светло-серый, тонкозернистый, пылеватый, однородный. В интервале 57,0—57,10 м отмечен тонкий прослой шоколадной ленточной глины.
gl, gl-al An <sub>1</sub> <sup>2</sup>	
69,0—82,0	Глина бурая, ленточная. Толщина лент глины до 2, а песка — до 0,1 см.
gl An <sub>1</sub> <sup>2</sup>	
82,0—89,0	Песок светло-серый, тонкозернистый, пылеватый.
l, al An <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>	
89,0—96,5	Песок желто-бурый, мелкозернистый, с гравием и галькой.
96,5—111,8	Песок светло-серый, тонкозернистый, в интервале 101,7, 105,0 и 111,0 м отмечаются прослои ленточных глин мощностью 5—15 см.
111,8—118,0	Песок светло-серый, тонкозернистый, однородный, полевошпатово-кварцевый.
111,8—125,0	Песок тонкослоистый, с прослойками шоколадных глин.
125,0—133,2	Песок светло-серый, тонкозернистый.
l, al An <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>	
133,2—173,0	Алеврит светло-серый, однородный.
173,0—175,0	Гравий, галька и валуны изверженных и осадочных пород, отмечаются окатыши глин.
gl-al An <sub>1</sub> <sup>1</sup>	
175,0—193,0	Песок светло-серый, тонкозернистый, однородный, с редким гравием и окатышами глин.
193,0—199,0	Песок желто-серый, тонкозернистый, с гравием.
199,0—201,6	Песчано-гравийный материал. Галька хорошо окатанная (до 2 см в диаметре). Песок средне- и крупнозернистый. Базальный горизонт.
201,6—217,6	Супесь бурая, коричнево-бурая, моренная, плотная, с обломками изверженных и осадочных пород.
gl An <sub>1</sub> <sup>1</sup>	
217,6—220,6	Песок желто-бурый, крупнозернистый, гравелистый. В основании слоя отмечаются валуны.
fgl An <sub>1</sub> <sup>1</sup>	
220,6—253,6	Песок светло-серый, тонкозернистый, слюdistый.
D <sub>2</sub>	

Морена (предположительно белорусская) в этой скважине вскрыта на глубине 201,6—217,6 м (на отметках 27,6—42,6 м). Выше слоя морены ложбина выполнена толщей озерно-ледниковых, озерно-аллювиальных отложений раннеантропогенного возраста общей мощностью около 150 м. В ряде мест (скв. 13, 7) морена подстилается и перекрыта флювиогляциальными песками светло-желтого, серого цвета, разнозернистыми, часто с примесью гравия и гальки, полевошпатово-кварцевыми (рис. 4).

На морене, озерно-ледниковых и флювиогляциальных образованиях белорусского оледенения залегают осадки *налибокского* межледниковья. На территории Белоруссии отложения этого межледниковья вскрыты значительным количеством скважин и палинологически охарактеризованы более чем в 20 пунктах (Махнач, 1971). Эталонным для Белоруссии в настоящее время принят разрез у д. Мостки Гродненской области (Махнач, Матвеев, 1968). Большой интерес представляют разрезы в долине Немана (район Гродно), палинологические анализы которых были произведены Е. Н. Анановой (1967), а также у Борисова (Вознячук, Пузанов, 1967), у д. Щемыслица Минского района и др. Из опубликованных ранее широко известны разрезы у дд. Кончицы, Таволга, Браково, М. Быково, Брянчицы, г. Старобина (Махнач, 1957, 1961; Цапенко, Махнач, 1959), дд. Америка, Пронцевка (Махнач, 1961; Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961), Дворец (Махнач, Манькин, Мандер, 1970).

Представлены налибокские межледниковые осадки чаще всего озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными суглинками, супесями, глинами и песками. Мергели, гиттии среди отложений налибокско-

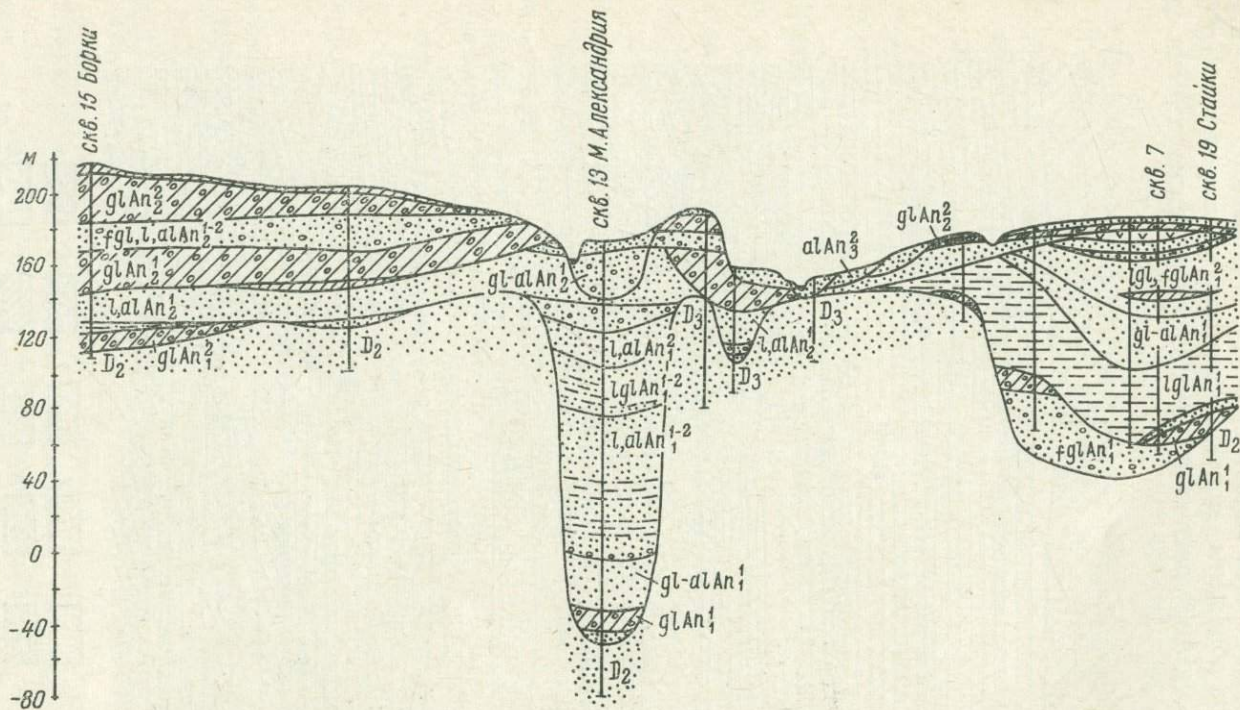


Рис. 4. Геологический разрез по линии Боржи — Стайки (Копынский поперечник). Условные обозначения те же, что и на рис. 3

го межледниковья не встречаются, а гумусированные осадки и торфяники отмечаются редко, например у д. Копысь (Яковлев, 1956).

Детальная характеристика налибокских (венедских) аллювиальных отложений Пра-Днепра приводится в работе Г. И. Горецкого (1970).

Во время экспедиционных исследований 1968—1969 гг. был обнаружен разрез налибокских межледниковых отложений у д. Дворец Речицкого района Гомельской области (рис. 5). В обрыве правого коренного берега Днепра обнажены моренные горизонты днепровского ( $glAn_2^{dn}$ ) и березинского ( $glAn_1^{br}$ ) оледенений, разделенные межморенными озерами-

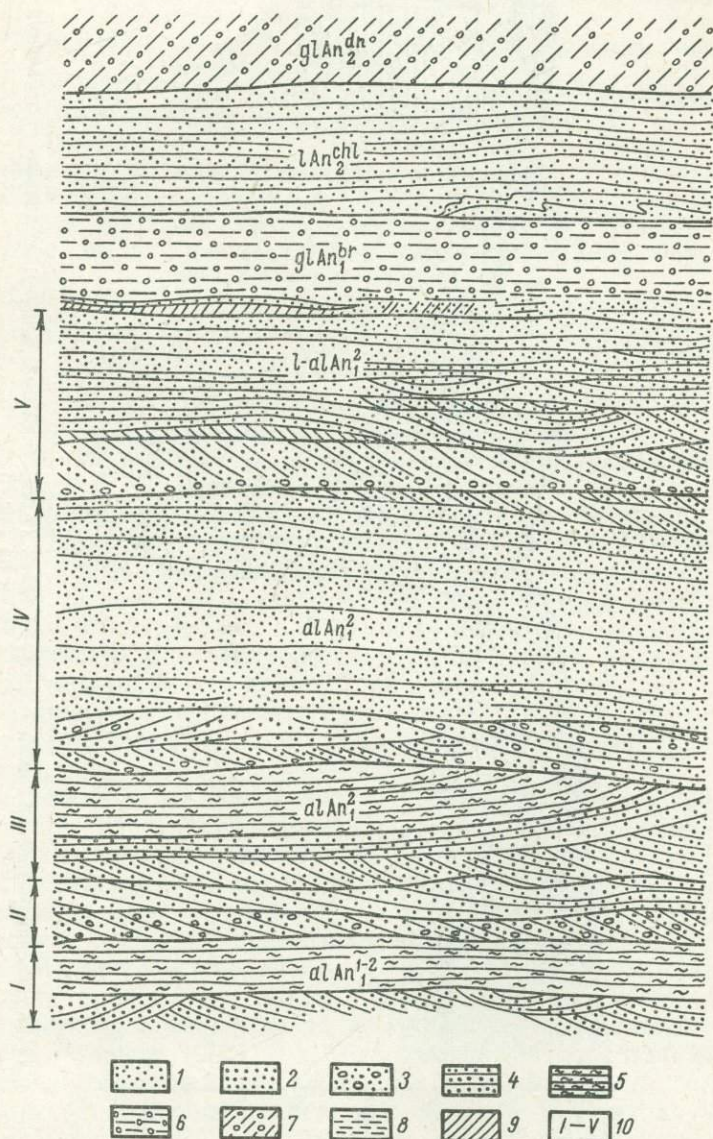


Рис. 5. Строение и условия залегания нижнеантропогенных аллювиальных осадков у д. Дворец Речицкого района: 1 — тонко- и мелкозернистые пески, 2 — средне- и крупнозернистые пески, 3 — пески крупнозернистые с катунками глин, 4 — глина, 5 — гумусированная глина, 6 — супесь моренная, 7 — суглинок моренный, валунный, 8, 9 — слоистость горизонтальная и косая, 10 — аллювиальные пачки

ми слоями. Ниже залегает толща аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков нижнеантропогенного возраста. Она имеет следующее строение (м):

- |  |  |
|--|--|
| 0,0—0,2  | Почвенно-растительный слой.  |
| 0,2—5,55<br>gl An <sub>2</sub> <sup>dn</sup>                   | Супесь красно-бурая моренная, плотная, с гравием, галькой и валунами изверженных и осадочных пород.  |
| 5,55—7,40<br>1 An <sub>2</sub> <sup>1-2</sup>                  | Супесь серая, зеленовато-серая, участками желтая (ожеженная), тонкослойная. Слоистость обусловлена чередованием тонких (1—2 мм) прослоев супеси и желтого тонкозернистого песка.                                     |
| 7,40—9,90<br>1 An <sub>2</sub> <sup>1-2</sup>                  | Песок светло-серый, местами бурый (ожеженный), среднезернистый, с отдельными зернами крупного песка, гравия и гальки гнейса, гранита, кварца.  |
| 9,90—11,30<br>gl An <sub>2</sub> <sup>br</sup>                 | Супесь буровато-коричневая, моренная, плотная, с редкими валунами и гравием изверженных и осадочных пород.   |
| 11,30—12,80<br>1, al An <sub>1</sub> <sup>2</sup><br>(пачка V) | Песок серый с прослоями темно- и светло-серого, тонкозернистый, горизонтально-слоистый. Отмечаются тонкие (до 1,5 см) прослои и линзы серовато-зеленого суглинка.  |
| 12,80—13,80<br>al An <sub>1</sub> <sup>2</sup><br>(пачка IV)   | Песок светло-серый с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистый, косослойный. Слоистость подчеркивается прослоями, обогащенными окатышами темно-серой супеси. Базальный горизонт.                                |
| 13,80—16,80  | Песок светло-серый с зеленоватым оттенком. Тонкозернистый, горизонтально-слоистый.   |
| 16,80—17,40  | Песок светло-серый с желтоватым оттенком (ожеженный), среднезернистый, горизонтально-слоистый, с прослоями, обогащенными окатышами черной супеси и глин. В интервале 16,95—17,15 м максимальное количество окатышей. |
| 17,40—18,00  | Песок светло-серый, желтовато-серый, среднезернистый, косослойный, с обилием окатышей светло-серой супеси и черного суглинка. Базальный горизонт.  |
| 18,00—18,80<br>al An <sub>1</sub> <sup>2</sup><br>(пачка III)  | Суглинок серый до темно-серого, плотный, жирный, горизонтально-слоистый, в нижней части с прослоями (1—2 мм) тонкозернистого песка. Залегает в виде линзы длиной до 25 м. Второй старичный горизонт.                 |
| 18,80—19,60  | Песок светло-серый и серый, тонкозернистый, кварцевый, однородный, горизонтально-слоистый, с тонкими прослоями и линзами темно-серых гумусированных песков.  |
| 19,60—20,00  | Песок светло-серый, серый, темно-бурый, среднезернистый, косослойный, с редкими окатышами серой и черной супеси и суглинка до 1,5 см в диаметре. Базальный горизонт.   |
| 20,00—20,65<br>(пачка II)                                      | Песок светло-серый, серый, мелкозернистый, слоистый. Отмечаются прослои серого гумусированного песка.  |
| 20,65—20,9   | Песок серый с коричневатым, желтым и бурым оттенком, среднезернистый, с отдельными зернами крупного песка, косослойный. Базальный горизонт.  |
| 20,9—21,15<br>al An <sub>1</sub> <sup>1-2</sup><br>(пачка I)   | Песок серый с пепельно-коричневым оттенком, тонкозернистый, гумусированный.  |
| 21,15—21,25<br>al An <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>               | Песок светло-серый, мелкозернистый, кварцевый, горизонтально-слоистый, слабоожеженный.   |
| 21,25—21,65<br>al An <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>               | Песок темно-серый с коричневым оттенком, разнозернистый (преимущественно мелкий), слоистый. Фация окраинной старицы. Первый старичный горизонт.  |
| 21,65—21,90  | Песок темно-серый с коричневым оттенком, разнозернистый, преимущественно среднезернистый, с отдельными зернами крупного песка, обводнен. Базальный горизонт. Ниже урез Днепра.                                       |

В 50 м севернее описанного разреза выше уровня реки под песками интервала 20,65—20,9 м обнажены осадки первого старичного горизонта, представленного тонким переслаиванием песка светло-серого, мелкозернистого, горизонтально-слоистого с темно-серым, гумусированным суглинком (0,0—0,25 м). Ниже глина черная, плотная, жирная, слоистая, с обломками древесины (дуба) размером до 20—30 см, примазка-ми торфа.

Возраст I, II и III аллювиальных пачек в настоящее время датируется неоднозначно. Обращает на себя внимание более древний облик этих образований, особенно старичной фации первого маркирующего

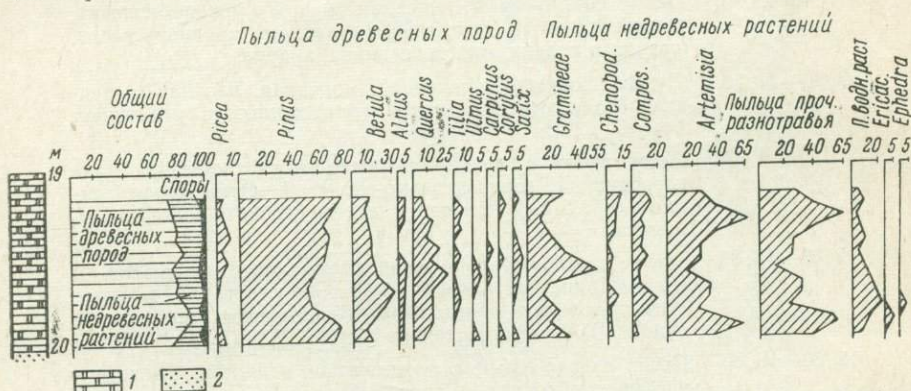


Рис. 6. Пыльцевая диаграмма из древнеозерных и озерно-болотных отложений обнажения у д. Дворец Речицкого района: 1 — глина гумусированная, 2 — песок

горизонта (отсутствие включений изверженных пород, карбонатные стяжения, полигональные отдельности и т. д.).

Г. И. Горещкий (1970) относит осадки IV и V пачек к нижнеантропогеновой (венедской) аллювиальной свите, а нижележащие — к верхнеплиоценовым отложениям. Н. А. Махнач и С. С. Маныкин (Махнач, Маныкин, Мандер, 1970) на основании данных спорово-пыльцевого анализа образцов, отобранных нами из этой толщи, пришли к выводу о ее доберезинском возрасте (рис. 6).

Диаграмма показывает, что для спорово-пыльцевых спектров характерно высокое процентное содержание древесных пород (74—89,5%), пыльца трав и кустарничков в общем составе спектров изменяется от 10 до 24%.

Среди пыльцы древесных пород господствующее положение занимает пыльца сосны, содержание которой составляет в среднем 65%. Представлена она в основном пылью рода *Pinus* и преимущественно *P. cf. silvestris* L., хотя также отмечается и пыльца *P. cf. strobus* L. и крупная пыльца типа *P. cf. sibirica* (Purp.) Maur.

В небольших количествах (1—3%) встречается пыльца ели, преимущественно *Picea cf. excelsa* L., единично попадает *Larix* sp. Покрытосемянные древесные породы представлены пылью рода *Betula* (8—30% от состава пыльцы древесных растений) и широколиственных пород (в сумме до 27%). Последние слагаются из дуба (6—24%), липы (0,5—7%), вяза (0,5—2%), единичных зерен ясеня и граба. Постоянно отмечается в спектрах пыльца ели, ольхи (1—3%) и таких кустарничков, как *Corylus cf. avellana* L. (0—2%), *Salix* sp. (0,5—5%) и др. Среди трав господствующее положение занимает пыльца рода *Artemisia* (12—63% от состава пыльцы недревесных растений), затем *Gramineae* (11—52%), *Compositae* (3—17%), *Chenopodiaceae* (2—

13,5%). Мхи и папоротники в спектрах представлены спорами *Sphagnum*, *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Ophyoglossum*.

По заключению Н. А. Махнач, отмеченный на диаграмме ход кривых различных древесных пород не дает полного основания для отнесения изученных отложений к одному из хорошо известных (александрийское, шкловское, муравинское) межледниковий. А тот факт, что среди пыльцы древесных пород в спектрах безраздельно господствует пыльца *Pinus*, *Betula*, *Picea* и совершенно отсутствует весьма характерная для плиоцена Белоруссии пыльца типа *Tsuga cf. canadensis*, *Juglans*, *Carya*, *Ilex* и др., свидетельствует о более молодом, чем плиоцен, возрасте изученных пород. Совершенно очевидно, что их формирование происходило в антропогенное время в течение налибокского (древнейшего) межледниковья. П. И. Дорофеев и Ф. Ю. Величкевич изучали семенную флору д. Дворец методом карпологического анализа (Величкевич, 1968; Дарафеев, Величкевич, 1971). По их данным, в этой флоре наряду с массой вполне современных или близких к ним видов сохраняется значительная группа вымерших видов, широко известных из плиоценовых отложений многих областей Русской равнины. Наиболее древний комплекс составляют виды: *Salvinia tuberculata* Nikit., *Azolla pseudopinnata* Nikit., *Pilularia pliocenica* Dorof., *Najas sukaczevii* Dorof., *N. palaeotenuissima* Dorof., *Hypericum tertiaerum* Nikit., *Elatine pseudoalsinastrum* Dorof. et Wielicz., *E. hydropiperoides* Dorof. et Wielicz. К концу плиоцена эти виды постепенно вымирали и заменялись близкими видами, перешедшими в плейстоцен (*Azolla interglacialica* Nikit., *Salvinia natans* (L.) All., *Pilularia borysthenica* Wielicz. и др.). Авторы считают эту флору переходной от плиоцена к плейстоцену, отмечая, однако, что присутствие в ней ряда древних элементов делает ее старше многих известных верхнеплиоценовых флор Русской равнины и Западной Европы.

По данным Н. А. Махнач (1971), отличительными особенностями спорово-пыльцевых диаграмм налибокского межледниковья являются: преобладание в общем составе спектров по всему разрезу пыльцы древесных пород, отсутствие закономерностей в распределении и количестве максимумов пыльцы сосны и березы, присутствие в отложениях, соответствующих времени климатического оптимума наряду с небольшим (не более 30—35%) количеством пыльцы широколиственных пород (дуб, липа, вяз, режа граб) и орешника (до 30—40%), единичной пыльцы палеогеновых и неогеновых реликтов (*Pinus* подрода *Haploxyton*, *Juglandaceae*, *Tsuga*, *Tagus* и др.), отсутствие ярко выраженного климатического оптимума.

Таким образом, осадки налибокского межледниковья соответствуют венедским образованиям (Горецкий, 1964, 1967, 1970), а также их можно сопоставить с отложениями тургеляйского (эоплейстоценового) межледниковья Литвы (Кондратене, 1965, 1967).

Отложения налибокского межледниковья перекрываются образованиями березинского (окского, верхнеминдельского) оледенения. К ним относятся собственно ледниковые, озерно-ледниковые, флювиогляциальные и перигляциальные осадки. В пределах Белоруссии отложения данного стратиграфического горизонта широко распространены. Они вскрываются многочисленными скважинами, а также в обнажениях береговых обрывов долин Немана и Днепра.

Березинская морена представлена в основном серыми и зеленовато-серыми валунными супесями и суглинками с линзами и прослоями внутриморенных песков. В морене много отторженцев палеоген-неогеновых, в меньшей степени меловых пород. Березинская морена плотная, иногда

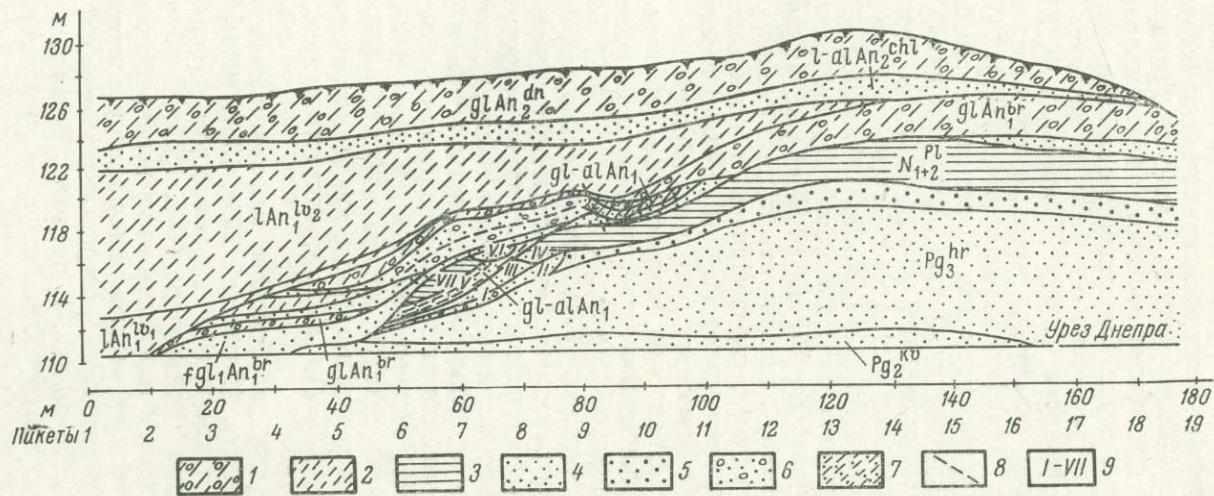


Рис. 7. Особенности строения нижнеантропогенных отложений у д. Переделки Лоевского района: 1 — супесь валунная, 2 — супесь безвалунная, 3 — глина, 4 — песок тонко- и мелкозернистый, 5 — песок среднезернистый, 6 — песок разнотонный с гравием и галькой, 7 — пересланное песка и супеси, 8 — дизъюнктивные нарушения, 9 — пачки аллювия

слоистая, часто нарушена гляциодислокациями. Перекрывают морену водно-ледниковые пески серого и желто-серого цвета, разномерные, с гравием и галькой осадочных и изверженных пород, озерно-ледниковые и озеро-аллювиальные глины, супеси, гляциоаллювий и др.

Самым южным разрезом березинских отложений, встреченным в настоящее время в долине Днепра, является обнажение у д. Переделки Лоевского района (Горецкий, 1970; Мандер, Кузнецов, Лукашев, Винокуров, 1970; рис. 7). Здесь над урезом воды вскрываются осадки киевской и харьковской свит палеогена, представленные зеленовато-серыми, мелкозернистыми глауконитово-кварцевыми песками, а также отложения полтавской серии, залегающие несогласно на палеогеновых осадках и сложенные темно-серой, черной, сильно гумусированной, плотной глиной с прослоями и линзами песка. Общая мощность доантропогеновых пород 10—12 м. Они образуют пологий антиклинальный купол, южное крыло которого погружается в направлении вниз по течению реки. Доантропогеновые отложения образуют склон нижеантропогеновой долины Пра-Днепра. Осадки опорного разреза имеют следующее строение снизу вверх (за нулевую отметку принимается кровля полтавской серии у пикета 10, м):

0,0—0,95 gl-al An <sub>1</sub>	Песок серый, разномерный, преимущественно крупный, с галькой и валунами кварца, полевого шпата, гранита, с окатышами зеленовато-серых неогеновых глин, косослоистый. Русловая фация, базальный горизонт.
0,95—1,15	Песок желтовато-серый, мелкозернистый, горизонтально-слоистый. Контакт с нижележащим слоем четкий, секущий структуру базального горизонта, верхний — постепенный.
1,15—1,45	Песок серый, мелкозернистый, горизонтально-местами косослоистый. Слоистость падает на юг под углом 5—10°.
1,45—2,45	Песок светло-серый с зеленоватым оттенком, мелкозернистый, с гравием и галькой (до 1,5 см в диаметре), а также окатышами глин; горизонтально-слоистый, с линзами зеленовато-серой и бурой супеси (мощностью 0,4 и длиной до 7 м).
2,45—2,47	Супесь серая, зеленовато-серая, влажная, ожелезненная.
2,47—2,87	Песок серый и зеленовато-серый, мелкозернистый, с волнистой слоистостью.
2,87—2,89	Супесь зеленовато-серая, в нижней и средней части бурая, ожелезненная.
2,89—3,19	Песок зеленовато-серый, местами ожелезненный, с волнистой слоистостью, переходящей в косую.
3,19—4,39 gl An <sub>1</sub> <sup>br</sup>	Супесь моренная, коричнево-бурая, с галькой и валунами изверженных и осадочных пород. Севернее (пикеты 12—14) супесь залегает на отложениях неогена и ее мощность возрастает до 4 м; южнее (пикеты 4—6) ее горизонт распадается на два невыдержанных по простиранию прослоя с линзами песка и гравия.
4,39—6,00 1 An <sub>1</sub> <sup>lv</sup>	Супесь серая, палево-желтая, пылеватая, плотная, с тонкими прослоями серого, мелко- и среднезернистого песка.
6,00—9,00	Чередование прослоев серой с зеленоватым оттенком супеси и суглинков (мощностью 0,2—10 см) с песком палево-серым, мелкозернистым (0,2—15 см). Слоистость горизонтальная, местами волнистая.
9,00—10,10 1-al An <sub>2</sub> <sup>chl</sup>	Чередование светло-желтой супеси с песком серым, мелкозернистым, пылеватым. Нижний контакт четкий, подчеркнут горизонтом оглеения.
10,10—14,60 gl An <sub>2</sub> <sup>dn</sup>	Супесь красно-бурая, с гравием и галькой, моренная.

Как видно из описанного разреза, антропогенная толща характеризуется наличием ледниковых, водно-ледниковых, аллювиальных, озерных и озерно-аллювиальных осадков.

Березинская морена залегает на палеоген-неогеновых осадках, нижеантропогенном гляциоаллювии и флювиогляциальных отложениях времени наступания ледника. В пределах древней долины моренный горизонт расщепляется на два слоя, разделенных флювиогляциальными и озерно-аллювиальными осадками (пикеты 4—5), что свидетельствует об осцилляции ледника. Ниже по склону древней ложбины бере-

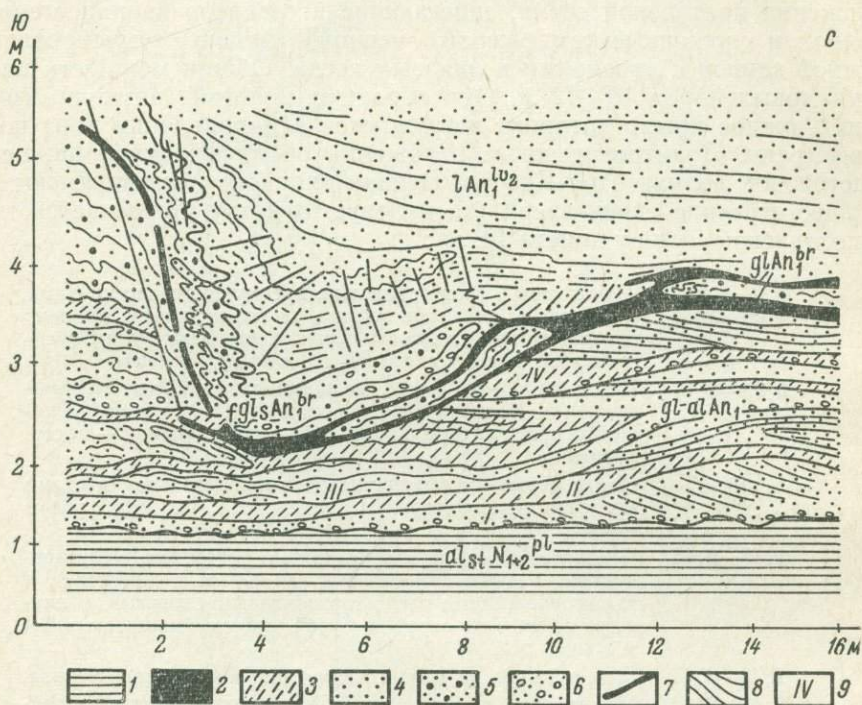


Рис. 8. Гляционарушения в флювиогляциальных и озерных осадках антропогенного возраста у д. Переделки Лоевского района: 1 — глина, 2 — супесь валунная, 3 — супесь безвалунная, 4 — песок тонкозернистый, 5 — песок разнотоннозернистый с гравием, 6 — песок крупнозернистый с гравием и галькой, 7 — линии дизъюнктивного нарушения, 8 — характер слоистости, 9 — пачки аллювия

зинская морена уходит под урез воды. Выше горизонта морены расположена толща супесей лоевского подпрудного озера, холмечские озерно-аллювиальные осадки и днепровская морена. Днепровский ледник вызвал в нижележащих озерных, флювиогляциальных и аллювиальных отложениях дизъюнктивные нарушения, микросбросы и образования флексуорообразной складки (рис. 8).

Особенным для разреза является высокое гипсометрическое положение нижеантропогенных речных осадков, залегающих выше современного уреза Днепра. Аналогичные отложения вскрыты в обрывах реки в районе дд. Щитцы, Крупейки Лоевского района и др. Характерно также высокое залегание березинской морены (свыше 15 м над современным урезом реки), в то время как в ложбине ледникового размыва у д. Белое Болото Речицкого района она вскрыта скважиной на глубине 79 м, на 48 м абсолютной высоты (см. рис. 35).

Эти данные подтверждают вывод о площадном распространении березинской морены на этой территории. Большой интерес представляют также гляциотектонические формы (гляциокупол, гляциоскладка, дизъюнктивные нарушения), образование которых обязано деятельности березинского и днепровского ледников.

Стратиграфически выше осадков березинского ледникового комплекса залегают широко распространенные на территории республики отложения *александрийского* (лихвинского) межледниковья. Они вскрыты многочисленными скважинами, а также обнажаются в береговых обрывах долин крупных рек. Палеоботанически изученные осадки этого возраста в настоящее время известны более чем в 100 разрезах и достаточно полно освещены в литературе (Цапенко, Махнач, 1959; Махнач, 1961; Вознячук, 1970; Горецкий, 1970; Махнач, 1971).

Александрийские отложения представлены озерными, болотными и аллювиальными образованиями. Среди болотных и озерных осадков преобладают коричнево-бурые, серые, темно-серые и черные гумусированные суглинки, супеси и глины, реже гиттии, сапропелиты и торф, диатомиты, мергели. В общем александрийские озерно-болотные отложения имеют большую мощность по сравнению с межледниковыми осадками других возрастов (15—25 м у дд. Заборье, Польшковичи). В долинах Днепра, Березины, Сожа, Немана обнаружены александрийские аллювиальные образования, представленные русловыми песками различного гранулометрического состава, пойменными песками, суглинками, линзами старичных гиттий, торфом. Эти отложения составляют мощную погребенную свиту аллювия (верхне- и нижнекривичскую, Горецкий, 1970). Александрийский аллювий расположен как выше, так и ниже современного уреза рек.

К хорошо изученным в настоящее время относятся разрезы межледниковых отложений у дд. Принима́нская (б. Жидовщи́зна), Лаперовичи, Старые Стайки, Малая Александрия (Махнач, 1957; Цапенко, Махнач, 1959; Махнач, 1961, 1971) и др.

Наиболее полный разрез, являющийся опорным для территории Белоруссии, детально изучен в долине Днепра у д. Малая Александрия Шкловского района (Махнач, Мандер, Кузнецов, 1969; Горецкий, 1970; Суўі, 1971). Здесь в урочище Матвеев Ров вскрыта аллювиальная толща следующего строения (сверху вниз, м):

0,0—0,5	Галечник.
0,5—0,61	Супесь палево-серая, грубая, неясно-горизонтально-слоистая, диатомитовая, в верхней части гумусированная.
0,61—0,96	Гиттия коричнево-бурая, листоватая (слои от 1—2 до 10 мм), местами с органическими остатками.
0,96—1,07	Супесь коричнево-бурая, тонкослоистая, неясно-слоистая, комковато-оскольчатая, с прослоями гиттии.
1,07—1,20	Гиттия коричнево-бурая, черная, торфянистая, тонкослоистая (мощность до 1 мм), песчанистая, оскольчатая.
1,20—1,29	Супесь зеленовато-серая, тонкослоистая, грубая, с прослоями гиттии.
1,29—1,45	Гиттия коричнево-бурая, с охристыми пятнами на плоскостях напластования, глинистая (близкая к дью), тонкогоризонтально-слоистая (мощность слоев от 0,1 до 0,2 мм), оскольчатая.
1,45—1,89	Супесь темно-зеленовато-серая, грубая, слюдистая, с органическими остатками и гумусированными прослоями, на отдельных интервалах обохренная.
1,89—2,19	Супесь темно-зеленовато-серая, тонкослоистая, листоватая, грубая, с прослоями коричневатой гиттии.
2,19—2,74	Супесь темно-зеленовато-серая, грубая, плотная, тонкослоистая (толщина лент 0,1—0,3 мм), оскольчатая, на плоскостях сильно обохрена.

- 2,74—2,88 Гиттия коричнево-зеленовато-черная, листоватая, оскольчато-пластинчатая, плотная, контакт с вышележащим слоем неровный.
- 2,88—3,01 Гиттия темно-серая, на отдельных участках зеленовато-черная и коричневатобурая. Плоскости напластования имеют глянцевавшую поверхность с раковистым изломом, оскольчато-пластинчатая, с органическими остатками.
- 3,01—3,31 Супесь белесовато-серая, с прослоями темно-серой, тонкогоризонтально-слоистой (мощность лент 0,2—0,5 мм), на отдельных интервалах мощность слоев до 1 см, грубая. В верхней части слоя супесь зеленовато-серая, почти черная, листоватая, гиттиевидная. По плоскостям напластования отмечаются семена, обрывки листьев, шишки сосны, чешуя рыб.
- 3,31—3,86 Супесь белесовато-серая, на отдельных участках темно-серая, мергелистая, тонкогоризонтально-слоистая.
- 3,86—4,56 Супесь светло-желтая с серым оттенком, светло-серая, темно-серая, белесоватая, глинистая, в нижней части с глубины 4,49 м грубая, рыхлая, на отдельных участках мергелистая, с прослоями гумуса, местами обохренная, тонкогоризонтально-слоистая. Старичная фацция.
- 4,56—4,72 Песок темно-серый, мелко- и тонкозернистый, гумусированный, горизонтально-слоистый.
- 4,72—4,78 Супесь ржаво-желтая, белесо-желтая, рыхлая, грубая.
- 4,78—4,84 Суглинок серый, иловатый, неслоистый, тугопластичный.
- 4,84—5,21 Песок палево-желтый, охристый, мелко- и тонкозернистый, в интервале 5,09—5,21 м крупнозернистый, русловая фацция.
- 5,21—5,68 Галечник в зеленовато-сером, крупнозернистом песке. Нижний контакт неровный. В основании ожелезнен. Русловая фацция, базальный горизонт.
- 5,68—6,04 Песок зеленовато-серый, среднезернистый, косослоистый, в верхней части (10 см) слой ожелезнен, глинистый, русловая фацция.
- 6,04—6,21 Песок темно-серый, крупно- и среднезернистый, с галькой. Русловая фацция базальный горизонт.
- 6,21—6,65 Супесь серая, буровато-желтая, грубая, с мелкой галькой. Русловая фацция, базальный горизонт.
- 6,65—6,90 Песок желто-серый, средне- и крупнозернистый, с мелкой галькой. Русловая фацция.

Разрез межледниковых осадков в Матвеевом Рву был открыт в 1929 г. Г. Ф. Мирчинком, В. С. Доктуровским, В. И. Громовым и Е. П. Шукиной (Мирчинк, 1930).

Во время днепровских экспедиций Института геохимии и геофизики АН БССР этот разрез неоднократно посещался, был описан и изучен повторно. Нами из этой толщи отобрано 64 образца. Спорово-пыльцевой анализ производился Н. А. Махнач.

Согласно данным палинологического анализа отложений этого разреза (Махнач, Мандер, Кузнецов, 1969; Махнач, 1971; рис. 9), в период накопления древних озерно-болотных и аллювиальных отложений происходила неоднократная смена растительных ассоциаций. На диаграмме отражено почти все межледниковье.

Для нижней части анализируемого разреза (глубина 3,7—4,8 м) основной фон составляет вначале пыльца ольхи (80%), потом сменяется пыльцой сосны, содержание которой колеблется от 2 до 62%. Количество пыльцы ели на отдельных интервалах повышается до 30%, пыльца березы составляет 21%. Непрерывно встречается пыльца широколиственных пород (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*), а выше появляется *Carpinus*.

Выше по разрезу (глубина 2,4—3,7 м) спорово-пыльцевой комплекс характеризуется наличием следующих древесных пород: *Picea*, *Abies*,

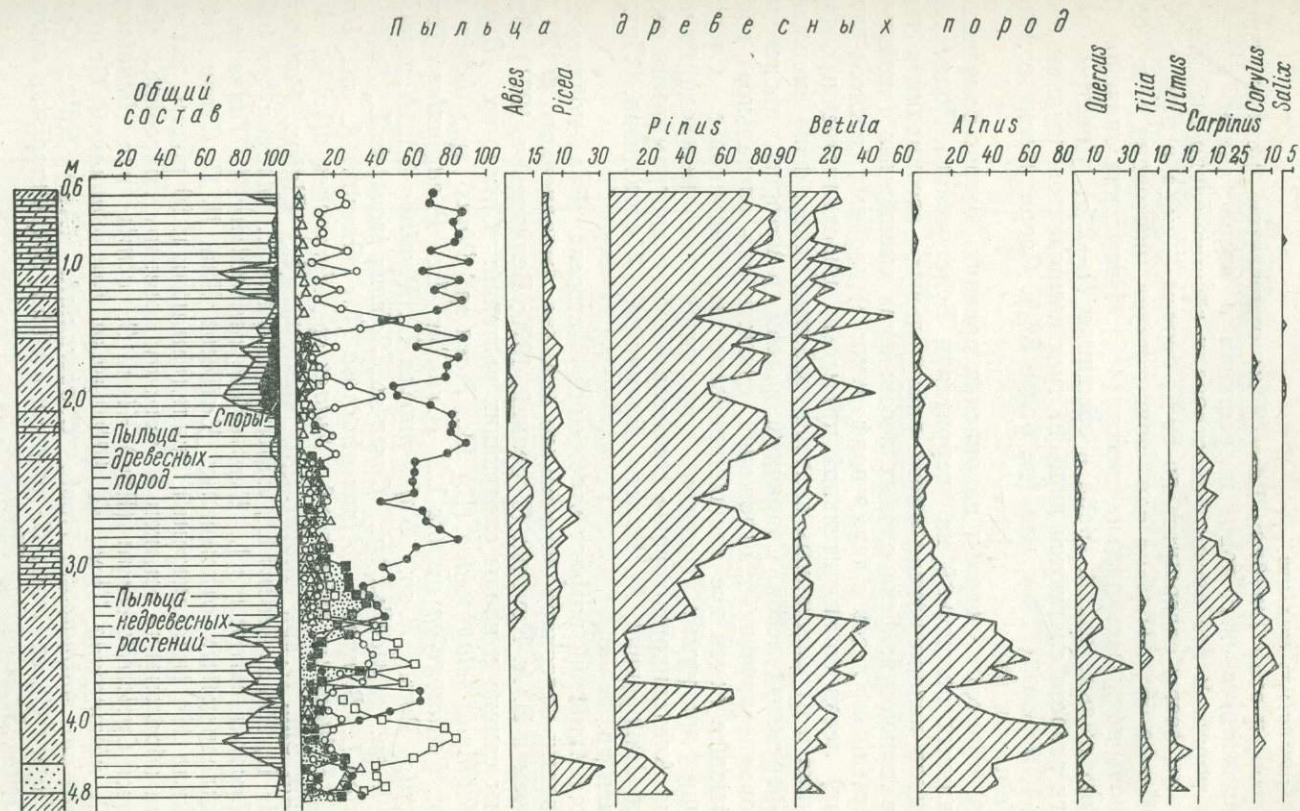


Рис. 9. Пыльцевая диаграмма разреза александрийских межледниковых отложений у д. М. Александрия (Матвеев Ров)

*Betula, Alnus, Quercus, Tilia, Ulmus, Carpinus, Corylus*. Несмотря на господствующее положение в спектрах пыльцы сосны (до 89%), в растительном покрове этого периода главную роль играли широколиственные породы, ель и пихта. Об этом свидетельствует высокое содержание пыльцы *Quercetum mixtum*.

Следующий этап (глубина 1,4—2,4 м) отмечается резким спадом роли широколиственных пород и орешника и возрастанием значения хвойных пород. В это время существовали сосново-елово-пихтовые леса. Пыльцы сосны содержится до 89%, березы — 20, а в период кульминации — до 55%. Пыльца ели присутствует постоянно (не более 9%). Вновь появилась пыльца пихты (4%). Невысокие значения (3—4%) имеет пыльца ольхи, граба и орешника (1—2%). Спектры верхней части разреза слагаются лишь из трех компонентов: пыльцы сосны (до 91%), березы (22%), ели (не более 5%). Спорадически отмечена пыльца ольхи и ивы.

Таким образом, в период накопления древних озерно-болотных и аллювиальных отложений на территории Белорусского Поднепровья происходила неоднократная смена растительных ассоциаций в такой последовательности: фаза еловых лесов; фаза смешанных (хвойно-широколиственных) лесов с двумя подфазами: а) хвойных (сосново-елово-пихтовых) лесов со значительной примесью широколиственных пород и орешника и б) смешанных пихтово-грабовых лесов; фаза смешанных сосново-березовых лесов. Старичный водоем, в котором происходило формирование изученных отложений, существовал длительное время, охватывающее почти все александрийское межледниковье. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза александрийского межледниковья у д. Малая Александрия хорошо сопоставляется с диаграммами разрезов у дд. Лаперовичи, М. Быково, Брянчицы, Жидовщина, Лихвин, Б. Коша и др.

Александрийский возраст отложений Матвеева Рва подтвержден результатами палеокарпологического анализа, выполненного Ф. Ю. Величкевичем и Э. А. Крутоус (Горецкий, 1970; Величкевич, 1971). Здесь встречены семена и плоды следующих растений: *Chara* sp., *Bryales* gen, *Selaginella selaginoides* (L.) Lk., *Picea* sp., *Pinus* sp., *Larix* sp., *Abies* sp., *Potamogeton natans* L., *P. rutilus* L., *P. vaginatus* Turcz., *P. filiformis* Pers., *P. sp.*, *Najas marina* L., *N. minor* All., *N. goretskyi* Dorof., *N. sp.*, *Juncellus* sp., *Carex* sp., *Scirpus lacustris* L., *Salix* sp., *Betula alba* L., *B. nana* L., *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn., *A. sp.*, *Urtica dioica* L., *Polygonum aviculare* L., *Rumex* sp., *Nymphaea alba* L., *Nuphar luteum* Sm., *N. sp.*, *Mochringia trinervia* (L.) Clairv., *Ranunculus sceleratis* L., *Rubus idaens* L., *Hippuris vulgaris* L., *Menyanthes trifoliata* L., *Lycopus europaeus* L., *Eupatorium cannabinum* L., *Taxus* sp.

В межледниковых отложениях Матвеева Рва Л. П. Сувви (1971) обнаружила 194 вида диатомей, принадлежащих к 30 родам, указывающим на образование осадков в пресном озерном бассейне. Часто встречается *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz., *C. comta* var. *lichvinensis* Jouse, *C. kützingiana* Thw., *C. kützingiana* var. *schumannii* Grun., *C. operculata* var. *unipunctata* Hust., *C. operculata* (Ag.) Kütz., *Cyclotella stelligera* Cl. et Grun., *C. temperei* Meister, *Stephanodiscus astraee* (Ehr.) Grun., *St. niagarae* Ehr.

Формы обрастания и донные формы представлены видами родов *Tragilana*, *Cocconeis*, *Navicula*, *Cymbella*, *Comphonema*, *Epithenia* и др.

Сравнивая диатомовые флоры разрезов М. Александрии (Матвеев Ров) и Чекалина (Лихвин), можно отметить их большое сходство. Выделяются три возрастных элемента: плиоценовый, четвертичный межлед-

никовый и современный (Ушко, 1959). Основной фон в изученном разрезе создает флора, близкая по составу к флоре лихвинского разреза, одним из наиболее характерных видов которой является *Cyclotella comta* var. *lichvinensis*, встречающаяся по всему разрезу межледниковой толщи у М. Александрии. Число общих видов для этих разрезов составляет 70—80%, поэтому нет сомнения в их современности.

Разрез межледниковых отложений у д. М. Александрия избран в качестве стратотипического (опорного) для Белоруссии, так как накопленные осадки происходили на протяжении всего межледниковья.

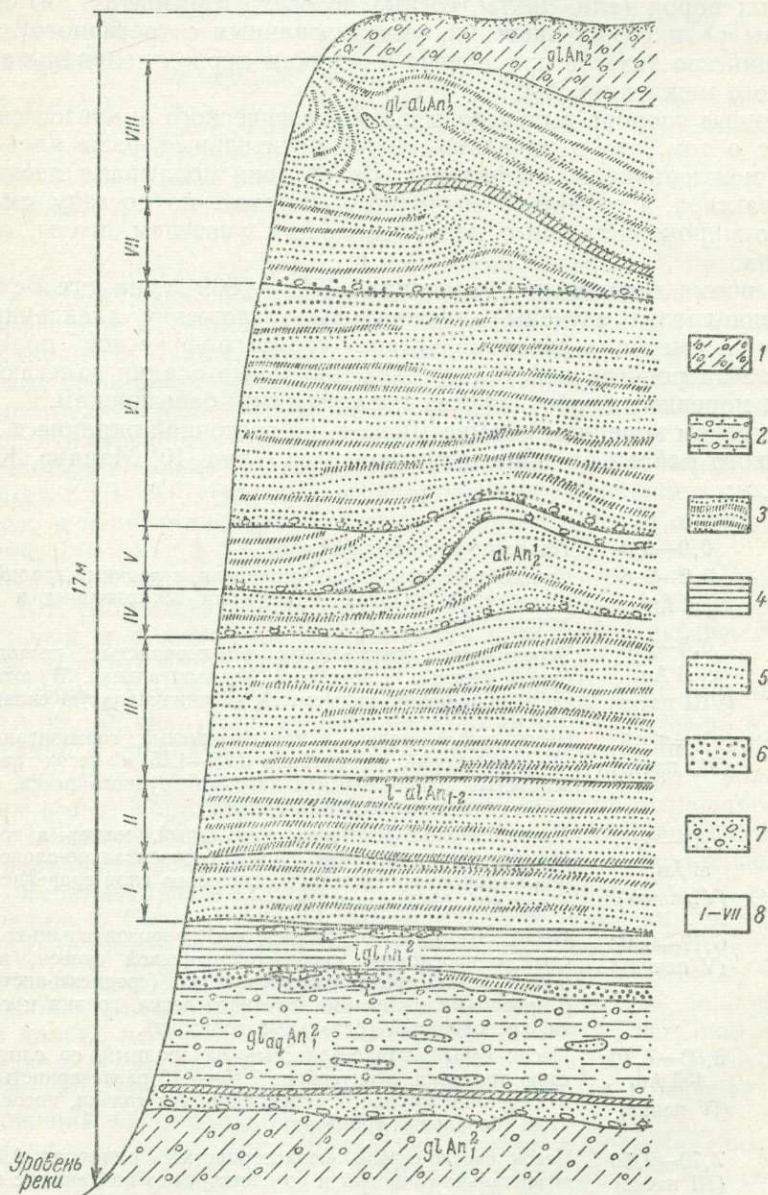


Рис. 10. Строение толщи аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков ранне- и среднеантропогенного возраста у д. Бронное Речничкого района: 1 — супесь валунная, моренная, 2 — акватическая морена, 3 — безвалунная, 4 — глина, 5 — песок тонко- и мелкозернистый, 6 — разнозернистый, 7 — разнозернистый с гравием и галькой, 8 — пачки аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений

В целом пылецевые диаграммы александрийских отложений Белоруссии обладают следующими характерными признаками (Вознячук, 1970; Махнач, 1971): а) относительно небольшим содержанием пыльцы смешанного дубового леса, б) незначительным (до 10—15%) количеством пыльцы лещины, в) растянутостью максимумов содержания этих пород, г) наличием хорошо выраженного максимума пихты, количество которой доходит до 50% и более в одном горизонте, с кульминацией кривой граба, д) значительным (до 50—60%) содержанием пыльцы ели в первой половине межледниковья, е) большим количеством пыльцы хвойных пород (ели, пихты, сосны) во всех горизонтах, и) наличием пыльцы реликтовых растений, унаследованных с третичного времени. Большинство экзотов приурочено к осадкам первой половины александрийского межледниковья.

Данные спорово-пылецевого и карпологического анализов свидетельствуют о том, что в начальные и заключительные фазы александрийского межледниковья территорию Белоруссии покрывали леса таежного характера, а во время оптимума — богатые по составу смешанные хвойно-широколиственные леса с большим участием пихты, ели, тиса и граба.

Во время днепровских экспедиций 1967—1969 гг. на юге Белорусского Поднепровья изучены аллювиальные отложения александрийского возраста, имеющие довольно четкое стратиграфическое положение в разрезе антропогенной толщи. Аллювиальные осадки залегают между двумя моренными горизонтами: днепровским и березинским.

В правом коренном обрыве Днепра, на восточной окраине д. Бронное Речицкого района, в обнажении вскрыто (рис. 10, Мандэр, Кузнецюв, 1971), м:

0,0—0,2	Почвенно-растительный слой.
0,2—0,8 gl An <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Супесь коричнево-бурая, моренная, с редкими гравийными зернами, галькой и валунами изверженных и осадочных пород.
0,8—2,5 gl-al An <sub>2</sub> <sup>1</sup> (VIII пачка)	Чередование светло-серых, тонкозернистых песков с бурой супесью. Слоистость горизонтальная. В южной части обнажения слои смыты в синклиналию складку.
2,5—4,15 (VII пачка)	Песок серый, мелко- и тонкозернистый, горизонтально-косослоистый, на глубине 3,75—4,15 м песок разнозернистый, с прослоями и линзами крупного песка, гравия и гальки (базальный горизонт).
4,15—6,17 al An <sub>2</sub> <sup>1</sup> (VI пачка)	Песок светло-серый, желтовато-серый, мелко- и тонкозернистый, с прослоями супеси, горизонтально-слоистый, реже слоисто-волнистый, к основанию слоя гравелистый, с галькой (базальный горизонт).
6,17—6,93 (V пачка)	Песок желтый, тонкозернистый, горизонтально-волнистый, с прослоями серовато-коричневой супеси, ниже песок светло-серый, разнозернистый (среднезернистый), с прослоями и линзами крупного песка, гравия и гальки, косослоистый (базальный горизонт).
6,93—7,70 l-al An <sub>1-2</sub> (IV пачка)	Песок серый, тонкозернистый однородный, со слоистостью волнения, в интервале 7,40—7,70 разнозернистый, с включением крупного песка, гравия и гальки, косослоистый (базальный горизонт).
7,70—9,80 (III пачка)	Песок светло-серый, мелкозернистый, однородный, горизонтально-слоистый и со слоистостью волнения, с прослоями серой супеси.
9,80—10,5 (II пачка)	Песок серовато-бурый, мелкозернистый, горизонтально-слоистый и со слоистостью волнения, с редкими прослоями серовато-бурой, неясно-слоистой супеси.

- |  |   |
|--|---|
| 10,5—11,28<br>(1 пачка)                                      | Песок желтовато-серый, тонкозернистый, горизонтально-слоистый, внизу со слоистостью волнения, чередуется с прослоями супеси серовато-коричневой, серой, тонкогоризонтально-слоистой. Контакт с нижележащим слоем четкий.                            |
| 11,28—12,80<br>lgI An <sub>1</sub> <sup>2</sup>              | Суглинок коричнево-бурый, плотный, в верхней части слоя линзочки и прослойки серовато-желтого тонкозернистого песка, в основании интервала залегают ленточные глины шоколадного цвета. Контакт с нижележащим слоем четкий, с неровной поверхностью. |
| 12,80—13,00  | Песок светло-серый с буроватым оттенком, среднезернистый, с прослоями и линзами бурой супеси.   |
| 13,00—14,32<br>gl <sub>aq</sub> An <sub>1</sub> <sup>2</sup> | Супесь коричнево-бурая с зеленоватым оттенком, с прослойками, линзами мелкозернистого песка, с редкими валунчиками изверженных пород.   |
| 14,32—14,50  | Песок серый, разнозернистый, преимущественно крупный, с галькой и валунами изверженных и осадочных пород.   |
| 14,50—16,00<br>gl An <sub>1</sub> <sup>2</sup>               | Супесь моренная, коричнево-бурая, плотная, с гравием и галькой изверженных и осадочных пород.   |

Моренные осадки, залегающие в основании описанного разреза, мы относим к березинским, поскольку они расположены значительно ниже распространенной в данном районе днепровской морены, имеющей покровный характер, и отделены от последней мощной толщей озерно-ледниковых, озерно-аллювиальных и аллювиальных осадков. Вновь открытое местонахождение березинской морены подтверждает распространение березинского ледника южнее предполагавшейся ранее границы. Озерно-аллювиальные и аллювиальные толщи по времени образования могут быть отнесены к александрийскому (лихвинскому) межледниковью и перигляциальным фазам березинского и днепровского оледенений.

В фаціальном отношении толща имеет сложное строение. Пачки I—III (рис. 10), соответствующие глубине 11,28—7,70 м, имеют озерно-аллювиальный облик. Они характеризуются наличием прослоев супеси, количество которых уменьшается вверх по разрезу. На глубине 7,70—4,15 м залегают аллювиальные отложения — пачки IV—VI, для каждой из которых характерно наличие базальных горизонтов, а также признаков рассеянного органического вещества, свидетельствующих об относительно теплых условиях среды. На глубине 4,25—0,8 м аллювиальные отложения имеют характер перигляциального аллювия, выделяясь тонким переслаиванием песков и супесей бурой окраски. Днепровская морена по неровному контакту перекрывает описанные аллювиальные отложения. Верхние пачки аллювия сложно дислоцированы под воздействием ледника. Стратиграфически выше александрийских межледниковых осадков залегают ледниковые отложения днепровского возраста.

*Днепровское оледенение* покрывало всю территорию Белоруссии, и его отложения распространены повсеместно. Ледниковый покров продвинулся далеко на юг по долине Днепра до широты Днепропетровска.

К осадкам днепровского ледникового комплекса, кроме морены, относятся флювиогляциальные пески, озерно-ледниковые песчано-глинистые отложения, гляциоаллювий и др.

Днепровская морена имеет сложное строение и представлена в основном коричневатато-серыми, серыми и красно-бурыми валунными супесями и суглинками с включениями линз и прослоев песка, песчано-гравийного материала, пылеватых однородных супесей и суглинков.

Для днепровских моренных образований характерно наличие большого количества огромных глыбовых отторженцев меловых, палеогено-

вых, неогеновых и нижнеантропогеновых пород в пределах западной и центральной частей территории республики, девонских и меловых пород на востоке.

Между ледниковыми образованиями днепровского и последующего сожского (московского) оледенений в антропогеновой толще Белоруссии залегают осадки *шкловского* межледниковья.

В Белоруссии одна из первых диаграмм *шкловского* (рославльского) типа получена из отложений в разрезах скважин в д. Борки (бассейн р. Нарев) и д. Шубичи (близ г. п. Пружаны). В 1964 г. по Березине (д. Углы Бобруйского района) вскрыт полный разрез отложений *шкловского* времени (Цапенко, Махнач, 1966). К настоящему времени накоплен большой фактический материал, подтверждающий самостоятельность этого межледниковья (Махнач, 1971). На востоке Белоруссии по долине Днепра и Сожа *шкловские* межледниковые осадки палеонтологически изучены у дд. Смётанка (Рудаков Ров), Красная Дуброва Речицкого района (Цапенко, Махнач, 1966), Сидоровичи Могилевского района (Гурский, 1965) и др. Многие разрезы обнаружены на территории Смоленской области (Шик, 1957—1961).

Наибольший интерес представляет детально изученный в 1967—1969 гг. (при участии автора) разрез Нижнинского Рва (Махнач, Кузнецов, Мандер, 1970), впервые обнаруженный в 1965 г. Г. И. Горецким и В. М. Мотузом.

Строение межледниковых отложений прослежено в ряде расчисток, составляющих в общем единый разрез межледниковой толщи. Часть разреза, вскрытая на правом склоне оврага близ водопада (обн. 5606), имеет следующее строение (сверху вниз, м):

0,0—0,60	Торф черный и буровато-черный, хорошо разложившийся, в верхней части тонколистоватый.
0,60—1,30	Суглинок коричневатобурый, с растительными остатками, слюдястый, оскольчатой текстуры.
1,30—1,40	Дью буровато-коричневый, плотный, слоистый, комковатый, с редкими растительными остатками.
1,40—1,70	Торф темно-коричневый, плотный, плитчатый, горизонтально-слоистый, у подошвы слоя тонколистоватый.
1,70—2,00	Торф темно-бурый и темно-коричневый, среднеразложившийся, с редкими зернами песка, слоистый, низинный, со значительным количеством остатков гипновых мхов, осок и разнотравья.
2,00—2,05	Суглинок темно-серый, местами черный, с дхристо-бурыми пятнами, залегает в виде линзы.
2,05—2,85	Торф темнос-бурый и темно-коричневый, плохо разложившийся, плотный, со значительным содержанием гипновых мхов, тростника и древесных остатков, в нижней части опесчаненный. Отмечаются линзы среднезернистого, кварцевого песка мощностью 3—10 и длиной до 20 см.
2,85—3,77	Торф бурый и буровато-черный, сильно разложившийся, плотный, слоистый, с включением зерен гравия и гальки.
3,77—4,17	Глина темно-серая, с голубоватым оттенком, грубая, плотная.

Ниже залегает зеленовато-серая, серая, с редкой галькой моренная супесь ( $glAn_2^1$ ).

Выше по оврагу (обн. 5018, расч. 10) описанные осадки переходят в толщу, имеющую следующее строение (сверху вниз, м):

9,40—9,65	Супесь зеленовато-серая.
9,65—9,78	Супесь пепельно-серая, грубая.
9,78—9,90	Супесь зеленовато-серая, грубая, что и в интервале 9,40—9,65 м.

9,90—9,97	Супесь темно-серая, черная, гумусированная.
9,97—10,10	Супесь пепельно-серая, грубая.
10,10—10,50	Супесь серая, светло-серая с зеленоватым оттенком, грубая, однородная.
10,50—10,67	Супесь темно-серая с коричневым оттенком, гумусированная, постепенно к основанию переходящая в черную, гумусированную, пластичную глину.
10,67—10,87	Супесь пепельно-серая, аналогичная интервалу 9,97—10,10 м.

Последний слой залегает на плотной, с валунами и галькой изверженных и осадочных пород моренной супеси серой и зеленовато-серой.

Описанные разрезы вскрывают старичные отложения. По мере перехода в западном направлении получают развитие более глубоководные осадки старицы с суглинистыми и торфяными накоплениями. В верхней части расчисти 10 вскрыты аллювиальные пески перигляциального типа и аллювиальные и озерно-аллювиальные пески. Эти отложения образовались, по-видимому, в период похолодания, вызванного надвигающимся сожским ледником.

У торфяника, в 5 м от бровки оврага, пробурена скважина, которая подтвердила, что межледниковая толща перекрыта красно-бурой морской (glAp<sub>2</sub>). Торф был вскрыт на глубине 16,5—20,7 м. Ниже залегает мощная толща зеленовато-серой супеси, грубой, моренной, с гравием, галькой и мелкими валунами (глубина 20,7—67,3 м). Для установления возраста погребенного торфа выполнены палинологические (Н. А. Махнач), палеокарпологические (Э. А. Крутоус и Ф. Ю. Величкевич) анализы и сделаны определения абсолютного возраста. Из межледниковой толщи нами отобрано 70 образцов. По результатам палинологических анализов (Махнач, Кузнецов, Мандер, 1970; Махнач, 1971) составлена диаграмма (рис. 11), которая является эталонной для территории Белоруссии. Характерная ее особенность — наличие двух оптимумов пыльцы широколиственных пород.

Нижний оптимум отмечен в основном наличием пыльцы дуба (35%), вяза (38%) и липы (12%). Максимальных значений достигает содержание пыльцы лещины (97%) и ольхи (42%).

Верхний оптимум широколиственных пород характеризуется небольшим содержанием пыльцы дуба (8%), липы (7%), вяза (11%) и граба (10%). Пыльца лещины не превышает 7, а ивы — 30%. Увеличивается в спектрах количество пыльцы березы (34%), в составе которой снизу вверх по мере ухудшения климатических условий заметно возрастает роль кустарниковых форм (*B. nana*, *B. humilis*), сосны (32%), ели (6%).

В горизонте промежуточного похолодания по сравнению с описанными горизонтами климатических оптимумов пыльца широколиственных пород отсутствует или присутствует единично. Возрастает количество пыльцы ели, сосны, березы, в составе которой отмечаются низкорослые и кустарниковые виды, а также пыльца трав и кустарников. Еще более холодные спектры характеризуют верхнюю часть описываемого разреза.

Таким образом, пыльцевая диаграмма Нижнинского Рва отражает растительность позднеледниковья, полный цикл развития растительности межледниковья и раннеледниковье следующего оледенения. По внешнему облику она имеет сходство с диаграммами рославльского межледниковья (Сев. Березино, Красная Дуброва, Углы, Борки и др.).

Из межледниковых отложений Нижнинского Рва К. В. Никифоровой и Н. А. Константиновой (ГИН АН СССР) отобраны пробы торфа на определение абсолютного возраста. Результаты анализа показали возрастную границу, лежащую за пределами метода, — более 50 тыс. лет, что отрицает молодой возраст торфяника.

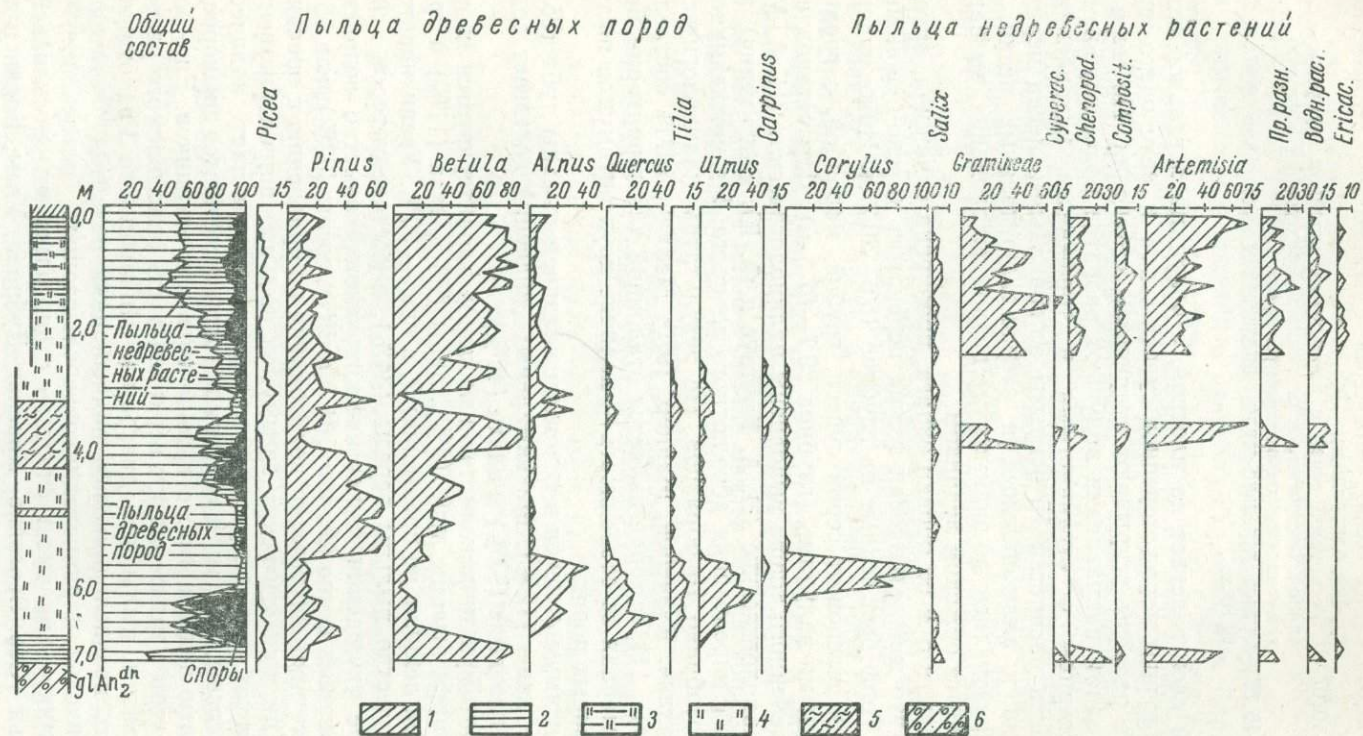


Рис. 11. Пыльцевая диаграмма шкловских межледниковых отложений, вскрытых близ г. Шклова (Нижинский Ров) Могилевской области: 1 — суглинок, 2 — глина, 3 — дью, 4 — торф, 5 — суглинок с растительными остатками, 6 — морена

Данные Ф. Ю. Величкевича (Величкевич, 1968, 1971) и Э. А. Крутоус (Крутоус, 1968) подтверждают шкловский возраст этих отложений. Определено 97 видов растений, среди которых преобладают представители болотных, водно-болотных фаций, произрастающих по берегам рек, стариц и озер. Из отложений нижней части разреза определены: *Potamogeton acutifolius*, *P. filiformis*, *Brasenia borysthenica*, *Aldrovanda dokturovskyi*, *Corylus avellana*, *Corylus* sp., *Alnus glutinosa*, *Tilia cordata*, *Tilia* sp.

В средней части обнаружены остатки *Picea amoricoides*, *Betula nana*, *Salvinia natans*. В отложениях верхней части разреза встречены мегаспоры *Selaginella helvetica*, *Pilularia borysthenica*, *Potamogeton aplinus*, *P. malsinus*.

Таким образом, по карпологическим данным также выделяются два климатических оптимума и разделяющее их похолодание.

В результате изучения большого количества разрезов глубоких скважин и естественных обнажений, вскрывших шкловские межледниковые отложения, для спорово-пыльцевых диаграмм выявлены характерные особенности (Махнач, 1971): высокое содержание в составе спектров пыльцы древесных пород; наличие двух максимумов пыльцы широколиственных пород; отсутствие четкого типа диаграмм; флора второго (верхнего) климатического оптимума менее ксерофильна по сравнению с флорой нижнего климатического оптимума, и существовала она в условиях более влажного климата; присутствие в отложениях, образовавшихся в промежутке между климатическими оптимумами, большого количества пыльцы сосны или березы, почти полное отсутствие пыльцы широколиственных пород, значительное участие пыльцы недревесных растений.

Стратиграфически выше шкловских отложений расположены осадки сожского (московского) оледенения. Сожская морена представлена бурями и красно-бурими супесями и суглинками с прослоями песка, линзами гравия. В морене встречены отторженцы антропогенных, палеоген-неогеновых и меловых пород.

Важным маркирующим горизонтом антропогенной толщи Белоруссии являются муравинские межледниковые отложения. В настоящее время они обнаружены в нескольких сотнях пунктов, из которых свыше 100 разрезов изучены методом спорово-пыльцевого и карпологического анализов. Описание отдельных разрезов, а также обобщающие материалы широко освещены в литературе (Москвитин, 1932—1967; Погуляев, 1956, 1965; Вознячук, Махнач, 1954; Вознячук, 1956—1961; Цапенко, Махнач, 1959, 1966 и др.).

Муравинские межледниковые отложения представлены озерными, болотными и чаще всего аллювиальными осадками русловой и старичной фаций. Озерно-болотные осадки сложены глинами и суглинками, гиттиями и сапропелитами, торфами, супесями, песками. В наиболее полных разрезах по характеру отложений и смене фаций можно судить о развитии озер в сторону эвтрофирования, заболачивания их и превращения в торфяники. Многие погребенные торфяники перекрываются озерными осадками, образовавшимися в заключительные фазы межледниковья перед наступлением поозерского оледенения (Вознячук, 1961). Мощность озерно-болотных осадков в среднем 2—5 м, в отдельных местах до 20 м (дд. Мурава, Полно, Комотово).

Муравинские аллювиальные отложения представлены русловыми и пойменными песками, суглинками и супесями, старичными гумусированными песками, супесями, суглинками и глинами, гиттиями и торфами. Мощность старичных осадков колеблется от 2—4 до 5—10 м в долинах крупных рек. Полная мощность аллювия достигает 15—20 м.

В качестве примера приведем разрез межледниковых отложений, изученный нами в долине Днепра у д. Борхов Речицкого района (Крутоус, Кузнецов, Мандер, 1970). Разрез обнаружен и впервые описан в 1967 г. Г. И. Горецким и В. М. Мотузом. Спорово-пыльцевой анализ межледниковых осадков произведен Н. А. Махнач, палеокарпологические определения выполнены Г. Д. Колесниковой и Э. А. Крутоус. В уступе второй надпойменной террасы Днепра высотой 8—9 м расчистками вскрыта в верхней части красно-бурая моренная супесь, книзу переходящая в серую с зеленоватым оттенком (рис. 12). Это, по-види-

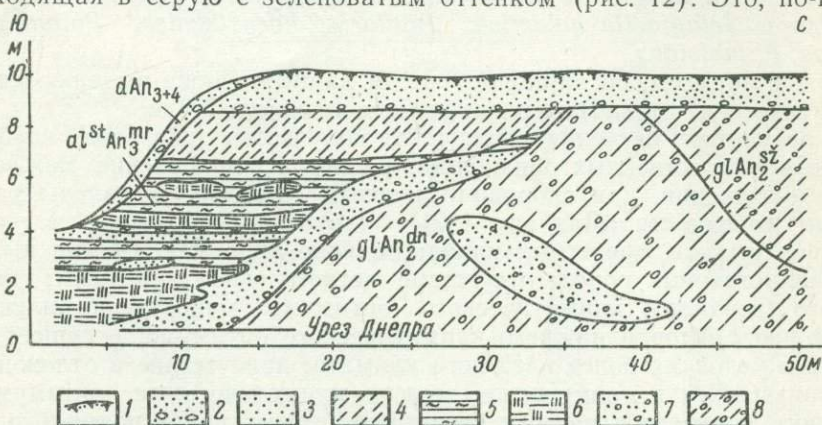


Рис. 12. Условия залегания муравинских межледниковых осадков у д. Борхов Речицкого района: 1 — почвенно-растительный слой, 2 — песок мелкозернистый с гравием и галькой, 3 — песок мелкозернистый, 4 — супесь безвалунная, 5 — глина гумусированная, 6 — торф, 7 — песок разнозернистый с гравием и галькой, 8 — супесь валунная

тому, разновозрастные моренные горизонты (сожская и днепровская), различающиеся текстурными особенностями, системой трещиноватости, укрупнением материала в зоне контакта и более сильной дислоцированностью нижней морены. На моренных осадках несогласно залегают старичные породы муравинского возраста, перекрытые выше по разрезу аллювиальными песками второй надпойменной террасы.

Муравинские аллювиальные отложения имеют следующее строение (м):

- 0,0—0,20 Почвенно-растительный слой.
- 0,20—1,00 Песок серый, мелкозернистый, кварцевый, однородный.
- 1,00—2,70 Супесь пестроцветная (серая, желтая, темно-бурая), тонкослоистая, с отдельными слоями песка желтого цвета мощностью 5—6 см. Фация старицы.
- 2,70—4,28 Глина светло-серая до черной, плотная, пластичная, жирная, гумусированная. В нижней части (45 см) сильно обогащена органическим веществом и имеет черный цвет.
- 4,28—4,40 Торф черный с коричневым оттенком, иловатый, сильно разложившийся, с остатками древесной растительности, слонстой и листовой текстуры. Залегаёт в виде линз мощностью 5—12 см и длиной до 1,0 м.
- 4,40—5,47 Глина темно-серая с зеленоватым оттенком, жирная, пластичная. В средней части интервала гумусирована и имеет черный цвет. В основании — бурая, ожелезненная. В кровле слоя отмечена линза белого мелкозернистого кварцевого песка мощностью 0,10 м и длиной 0,5 м.
- 5,47—5,52 Торф черный с коричневым оттенком, листоватой текстуры. Верхний контакт неровный. Прослой наклонен на юг под углом 10°.

- |           |   |
|-----------|---|
| 5,52—5,60 | Глина темно-серая, опесчаненная. Отмечается 3 прослоя песка мощностью 0,60 см. Песок светло-серый, среднезернистый, кварцевый, слабожелезистый. |
| 5,60—5,73 | Песок светло-серый, разнозернистый с редкими гравийными зернами, кварцевый.   |
| 5,73—5,90 | Глина темно-серая, плотная, слегка опесчаненная, сильно гумусированная.   |
| 5,90—6,00 | Песок серый, разнозернистый, с преобладанием крупнозернистого. Залегаеt в виде цепочки линз длиной 0,2—0,3 м и мощностью 2—10 см.               |
| 6,00—7,40 | Торф черный, иловатый, сильно разложившийся, в основании интервала (0,50 м) опесчанен.  |
| 7,40—7,70 | Песок темно-серый, крупнозернистый, с галькой и гравием изверженных и осадочных пород. Русловая фация.  |

Как видно из описания разреза, формирование осадков происходило в условиях старицы (либо затона), временами имеющей проточный характер. По данным Н. А. Махнач (1971), спорово-пыльцевые спектры из отложений нижней части разреза (глубина 4,8—5,6 м) характеризуются преобладанием пыльцы древесных растений (рис. 13): дуба (35%), сосны (54,5%), вяза, липы, лещины, граба. Встречена пыльца ольхи и ивы. Выше по разрезу (на глубине 3,2—4,8) абсолютных значений достигает содержание пыльцы липы (42%), лещины (190 и 234%), ольхи (32%), граба (73%). Сокращается роль пыльцы хвойных (сосна — 24%), ель встречается спорадически (не более 1%). Содержание пыльцы березы возрастает до 38%.

С глубины 1,0—3,1 м наблюдается перестройка спектров. Все меньше пыльцы древесных пород и больше пыльцы трав и спор *Bryophyta* и *Sphagnum*. До 83% возрастает содержание пыльцы березы. Высоких значений (до 76%) достигает пыльца сосны (76%).

Изучение карпологиических остатков также свидетельствует о муравинском возрасте отложений данного разреза (Величкевич, 1971). Э. А. Крутоус определено 96 видов болотных, водно-болотных и водных растений. Из древесных пород встречены семена *Pinus* sp., *Betula alba* L., *Salix* sp. В нижней части разреза преобладают *Brasenia Nehringerii* (Web) Sz., *B. Schroeteri* Sz., *Dulichium arundinaceum* (L.) Butt., *Aldrovanda vesiculosa* L., *Salvinia natans* (L.) All., *Caldesia parnassifolia* (Bassi) Parl., *Stratiotes aloides* L., *Najas marina* L.

Преобладание теплолюбивых видов свидетельствует о климатическом оптимуме межледниковья и соответствует данным спорово-пыльцевого анализа. Выше по разрезу исчезают многие теплолюбивые растения и появляются такие виды, как *Isoetes lasustris* L., *Menyanthes trifoliata* L. и др., что говорит о похолодании климата. В верхней части разреза встречены семена и плоды *Potamogeton filiformis* Pers., *Selaginella selaginoides* (L.), *Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench — представителей северных тундровых болот и смешанных лесов умеренных широт.

По данным многих исследователей (Вознячук, 1961; Чеботарева, 1965; Вознячук и Махнач, 1954; Махнач 1957—1971), характерными признаками спорово-пыльцевых диаграмм муравинского (микулинского) межледниковья является значительное содержание пыльцы широколиственных пород, лещины и ольхи, а также наличие двух климатических спитимумов, разделенных похолоданием. Большая часть находок муравинских межледниковых осадков отвечает первому, теплему, более продолжительному периоду, для которого характерно высокое содержание пыльцы широколиственных пород в следующем порядке: дуб, орешник,

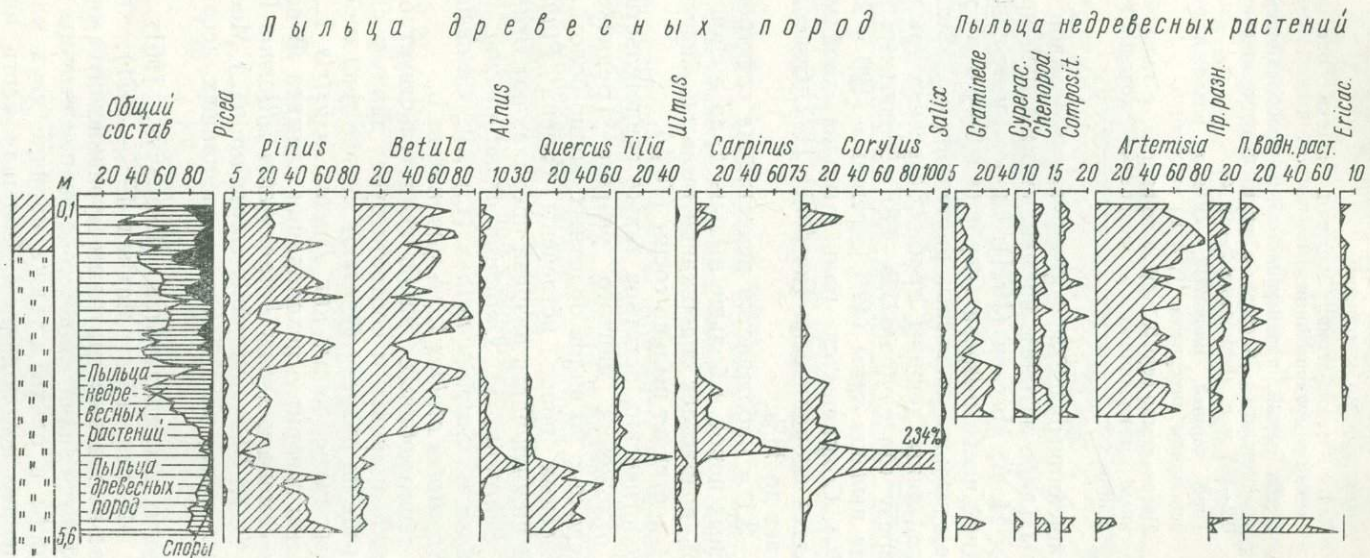


Рис. 13. Пыльцевая диаграмма муравьинских межледниковых отложений у д. Борхов Речицкого района

ольха, липа, граб. Ряд разрезов, вскрывающих муравинские отложения, имеет второй оптимум с кульминацией пыльцы граба, дуба и липы.

В последующее, *поозерское* (валдайское) оледенение ледником была покрыта только северная часть Белоруссии.

К югу от границы оледенения на территории Белоруссии широко развиты поозерские перигляциальные образования. Это прежде всего лессовые отложения (лессовидные супеси и суглинки) мощностью от 1—2 до 10—15 м, залегающие сплошным покровом на поверхности Оршано-Могилевской равнины, участками на Минской и Новогрудской возвышенностях, Ошмянской, Мозырской и Копыльской грядах и др. В перигляциальных условиях формировались аллювиальные отложения вторых надпойменных террас крупных рек Белоруссии, имевших в валдайское время ледниковое питание (Днепр, Березина, Сож и др.).

Поозерские моренные отложения представлены валунными супесями и суглинками красно-бурого цвета с гравием, галькой и валунами, с линзами и прослоями песков и алевритов. Конечноморенные осадки состоят в основном из песчано-гравийно-галечного материала, валунных супесей и суглинков, песков. Широко распространены озерно-ледниковые отложения, ленточные глины, алевриты и пески мощностью до 15—20 м.

Как отмечалось ранее, в последнее время рядом белорусских исследователей выделяется проблематичное *рутковичское* межледниковье, разделяющее два верхнеантропогенных оледенения (Цапенко, 1957—1961; Махнач, 1957—1971; Махнач, Левков и др., 1970). В последнее время выявлен ряд разрезов, отложения которых отличаются своеобразным типом спорово-пыльцевых диаграмм. По-видимому, к этому времени относится врезание долин и формирование первой надпойменной террасы рек и наиболее высокой террасы рек области, покрывавшейся поозерским ледником, а также оврагов и балок. По данным М. М. Цапенко (Цапенко, 1966; Цапенко, Мандер, 1968), первая надпойменная терраса прорезает краевые образования и зону смыкания зандров поозерского ледника с аллювием вторых надпойменных террас и севернее сливается с зандрами, опоясывающими конечноморенный рельеф более позднего времени.

Рутковичские межледниковые (?) отложения вскрыты разрезом у д. Новые Рутковичи Гродненской области (Махнач, 1971). Здесь, в правой стенке Городищенского оврага, в обрыве 6—7-метровой овражной террасы, в 1 км от устья обнажены (м):

0,00—2,00	Супесь лессовидная, пылеватая, оранжево-желтая слабослоистая.
2,00—2,80	Супесь пылеватая, оранжевая и пепельно-серая, грубогоризонтально-слоистая, с частыми тонкими прослоями и линзами разнозернистого, гравелистого, ожелезненного песка.
2,80—3,20	Супесь пылеватая, пепельно-серая, слабо гумусированная. Мощность гумусированных линз до 0,5 см.
3,20—3,70	Погребенная почва, представленная супесью пепельно-серой, гумусированной, пылеватой, тонкослоистой.
3,70—4,05	Погребенная почва, представленная супесью пылеватой, серой, линзами желтовато-серой и черной, участками ожелезненной.
4,05—5,05	Погребенная почва, с прослоями тонко- и мелкозернистого песка, с линзами и карманами разнозернистого, гравийно-галечного песка.
5,05 и ниже	Песок разнозернистый, с гравием и галькой изверженных и осадочных пород.

Н. А. Махнач изучала отложения погребенной почвы методом спорово-пыльцевого анализа. На пыльцевой диаграмме Новых Рутковичей отражен полный цикл эволюции растительного покрова в процессе образования отложений. Установлено, что формирование нижней и верхней частей разреза происходило в условиях значительно более суровых, чем современный климат центральной Белоруссии.

В период накопления осадков нижней части горизонта (глубина 4,50—5,05 м) произрастали смешанные сосново-березовые и редкостойные березовые леса. Древесный ярус в них составляла береза древовидная, сосна, реже ель, а в подлеске произрастали кустарниковые березки. Надпочвенный покров в лесах создавали сфагны, осоки, вересковые полины, лебедовые и др.

Второй этап развития растительности (глубина 3,90—4,50 м) соответствует климатическому оптимуму. В это время широко были распространены смешанные хвойно-широколиственные леса. Главными лесобразующими породами в них была липа (17—21%), сосна (23—56%). В качестве примеси в спектрах отмечается пыльца дуба (0,5%), вяза (0,5%), граба (0,5%) и лещины (2%). Пыльца трав почти отсутствует, существуют споры зеленых и сфагновых мхов, папоротников, многочисленных плаунов.

Для спорово-пыльцевых спектров третьего этапа (глубина 3,60—3,90 м) характерно сокращение количества пыльцы древесных пород (от 59 до 30%) и увеличение содержания пыльцы недревесных растений. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы (91%), уступает ей пыльца сосны (59%), в небольшом количестве отмечается пыльца ели (до 10%) и ольхи (1—2%).

Таким образом, присутствие в период климатического оптимума наряду с сосной и березой большого количества липы и ольхи, а в качестве примеси дуба, граба, вяза и лещины свидетельствует скорее о межледниковых, чем о межстадиальных условиях формирования отложений. Хвойно-широколиственные (сосново-липовые) леса климатического оптимума рутковичского межледниковья (?) пришли на смену сосново-березовым лесам раннего межледниковья и были впоследствии замещены разреженными березовыми лесами. Подобные разрезы изучены в бассейне Западной Двины у д. Пеленки Витебской области, в бассейне р. Вехры вблизи Мстиславля и др.

Отличительной особенностью спорово-пыльцевых диаграмм рутковичского межледниковья (Махнач, 1971) является высокое содержание пыльцы березы в отложениях, соответствующих началу и концу межледниковья; значительное содержание пыльцы широколиственных пород, представленной почти исключительно липой и небольшим количеством пыльцы дуба, вяза, граба, орешника и ольхи; постоянное присутствие в отложениях всего межледникового разреза пыльцы хвойных; большое количество в образованиях второй половины межледниковья спор *Bryales*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Botrychium* и др.

Завершается разрез антропогенной толщи осадками голоцена. Наиболее важные работы, посвященные изучению голоцена, принадлежат М. И. Нейштадту (1957, 1965).

К голоценовым отложениям отнесен аллювий первых надпойменных террас бассейна Зап. Двины, Немана, Вилии и их притоков, аллювий пойм всех рек Белоруссии, современные озерные, болотные осадки, эоловые, элювиально-делювиальные и хемогенные (отложения источников) образования и др. (Вознячук, Леонович, Лукашев, 1969).

Чаще всего встречаются аллювиальные осадки русловой, пойменной и старичной фаций. Русловые отложения представлены песками различ-

ного гранулометрического состава, укрупняющимися вниз по разрезу, с песчано-гравийным базальным горизонтом в основании слоя. Пойменные фации аллювия — иловатые пески, супеси и суглинки, часто слоистые, старичные отложения — суглинки, илы, торфяники с прослойками песков и супесей. Суммарная мощность русловых пойменных и старичных осадков рек бассейнов Днепра, верхнего течения Немана, Вилии колеблется от 3—5 до 12—15 м (Днепр, Припять, Сож, Березина и др.).

Голоценовые озерные осадки представлены песками, глинами, мергелями. Преобладают сапропелевые илы и сапропели. Мощность их в озерах в среднем равна 2,6—2,7 м, но нередко достигает 3—12 м (оз. Освея, Жеринское, Нещердо, Орехово и др.). Суммарная мощность осадков современных озер колеблется от нескольких десятков сантиметров до 20—25 м, составляя в среднем 2—3 м. Большое количество озер, существовавших в начале голоцена, превратилось в торфяники, подстилаемые озерными осадками.

Болотные отложения представлены низинными, переходными и верховыми торфами (Пидопличко, Гризук, 1962). На низинных болотах встречаются прослой и гнезда солей железа, фосфора и калия. Средняя мощность торфяников 1,0—2,0 м, максимальная — свыше 10 м.

Низинные торфяники сложены преимущественно гипновым, осоковым, тростниковым, древесно-осоковым, ольховым, березовым торфами. Из верховых наиболее распространены медиум- и фускум-торф, комплексно-верховой, пушицево-сфагновый, пушицевый и сосново-пушицевый, из переходных — сфагновый, осоковый, древесно-осоковый. На территории Белоруссии развиты также голоценовые известковые туфы, скопления сидерита, вивианита и бурого железняка.

По данным многочисленных радиоуглеродных датировок и геохронологическим подсчетам, различными авторами начало голоцена определяется от 6500 до 14000 лет. Большинство советских ученых для плейстоцен-голоценовой границы принимают возрастной показатель 10000 лет — время отступления ледникового покрова от основной гряды Сальпаусселья в южной Финляндии и проникновения в Балтийскую котловину вод второго Иольдиевого моря, т. е. начало пребореального времени в схеме М. И. Нейштадта (1957), М. И. Нейштадта и др. (1965).

В качестве примера стратиграфического расчленения голоценовых осадков на территории Белоруссии приведем характеристику отложений из скв. 1. Она пробурена в северной части оз. Глубелька, входящего в группу Болдукских озер, которые расположены в Мядельском и Поставском районах (Якушка, Махнач, Хурсевич, 1972). Здесь пройдена следующая серия осадков (снизу вверх, м)\*: глубже 7,0 м вскрыты крупнозернистые пески с галькой, которые в интервале 7,0—6,78 м сменяются слоистым песком и плотной, серой, карбонатной глиной. Выше (6,78—6,28 м) пройден слой известкового сапропеля с органическим веществом. Этот слой в интервале 6,28—6,23 м переходит в песок крупнозернистый, с галькой. С глубины 6,23 м отложения представлены карбонатными сапропелями с содержанием органического и карбонатного вещества.

Выделено несколько комплексов, отвечающих различным этапам развития озера в голоцене. В составе спектров комплекса I (7,0—6,73 м) среди пыли древесных пород преобладает пыльца сосны (86—88%), значительно уступает ей пыльца березы (12—26%), постоянно отмечается пыльца ели (1—2%) и ольхи (0,5%). Диатомовый анализ этой части разреза показал небогатую пресноводную флору,

\* Палинологический анализ образцов выполнен Н. А. Махнач, диатомовый — Г. К. Хурсевич.

свидетельствующую о суровых климатических условиях. В ней преобладают литоральные виды.

Комплекс II (6,73—6,28 м) характеризуется наличием пыльцы хвойных — сосны (93%) и ели (45%), пыльца березы не превышает 11%. Растительный покров этого времени свидетельствует о значительном потеплении климата, соответствующем аллерёду.

Спектры комплекса III (6,28—6,23 м) свидетельствуют о более суровых климатических условиях, отвечающих времени верхнего дриаса. Произрастали сосново-березовые, местами березовые леса. По данным диатомового анализа, в слоях II и III комплексов основное место принадлежит бореальным (56%).

Комплекс IV соответствует потеплению климата в пребореале. Пыльца древесных пород составляет 88—93%, трав — 4—10, спор — 2—6%. Абсолютный максимум образует пыльца березы (65%) и сосны (87%), появляются широколиственные породы.

Спорово-пыльцевые спектры комплекса V (5,0—4,20 м) характеризуют растительность сухого, теплого климата, характерного для бореального времени. Пыльца древесных растений слагается из пыльцы хвойных (47—59%), березы (16—39%), ольхи (17—18%) и широколиственных (дуба — до 4%, липы — 3%). Абсолютный максимум образует пыльца лещины (12%). В составе диатомовой флоры большую роль играют умеренно-теплолюбивые и теплолюбивые виды.

Комплекс VI (4,20—2,23 м) характеризуется пылью сосны (32—56%), ели (19%), березы (10—12%). Достигает максимума пыльца широколиственных пород, представленная вязом (17%), липой (7%), дубом (4%), ясенем (2%), грабом (1%). Пыльца лещины встречается по всему интервалу и не превышает 8%.

Отмеченный спектр воспроизводит растительность теплого и влажного климата, характерного для атлантического времени.

Спорово-пыльцевые спектры комплекса VII (2,00—1,00 м) близки спектрам предыдущего комплекса с тем лишь отличием, что в нем наблюдается заметное сокращение пыльцы широколиственных пород, что характеризует изменение климата в сторону засушливости, свойственное суббореальному времени голоцена.

Комплекс VIII (выше 1,0 м) характеризуется наличием пыльцы сосны (40—52%), ели (12—27%), березы (19—26%), ольхи (2—9%) и широколиственных пород (дуба — 3%, липы — 0,5—1, граба — 1, ясеня — 1,5%) и соответствует субатлантическому времени. Климатические условия субатлантического времени были благоприятными для развития диатомей.

Таким образом, палинологические комплексы свидетельствуют о неоднократной смене растительности, обусловленной вначале холодным климатом позднеледниковья, а потом постепенным потеплением и различным увлажнением.

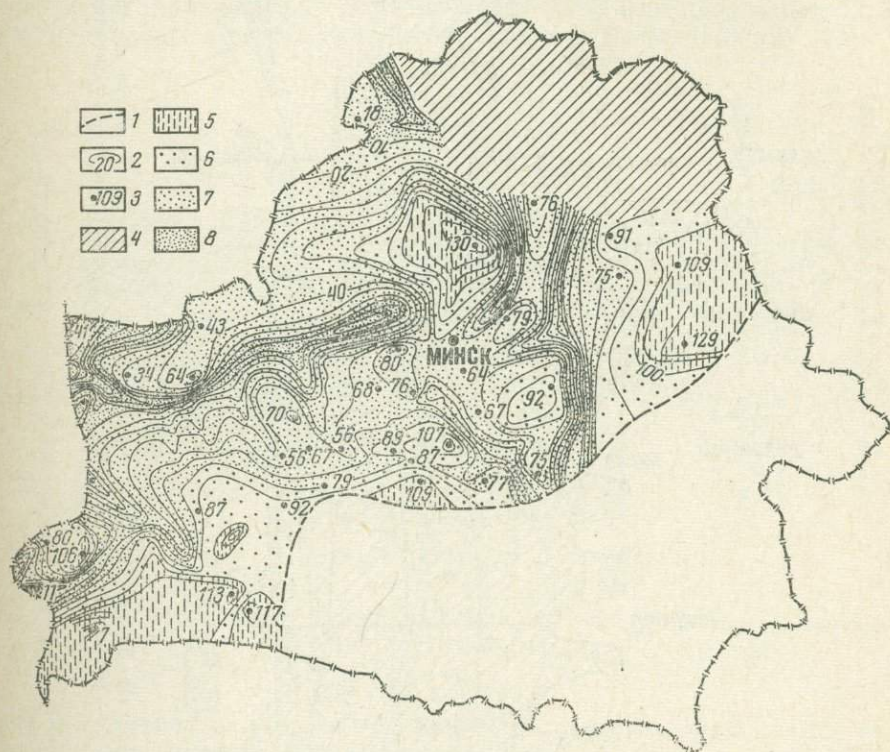
В развитии диатомовой флоры выделяется нижний позднеледниковый пик и верхний — субатлантический, характеризующийся развитием в условиях эвтрофного водоема теплолюбивых планктонных и бентосных форм.

#### УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОСАДКОВ

Антропогеновые отложения на территории Белоруссии сплошным чехлом покрывают более древние породы. Для них характерно неоднородное строение и невыдержанная мощность осадков. Их строение, а также закономерности распространения, залегания и состав обуслов-

лены структурно-тектоническими условиями территории, а также характером кровли доантропогенных пород, особенностями ледникового и межледникового осадконакопления и другими факторами. Более детально эти вопросы будут рассмотрены в последующих разделах.

Мощность антропогенной толщи в среднем равна 80 м, максимальные мощности — свыше 300 м — приурочены в основном к краевым образованиям и древним ложбинам ледникового выпахивания и размыва. Наименьшие мощности на юге, юго-востоке и востоке Белоруссии.



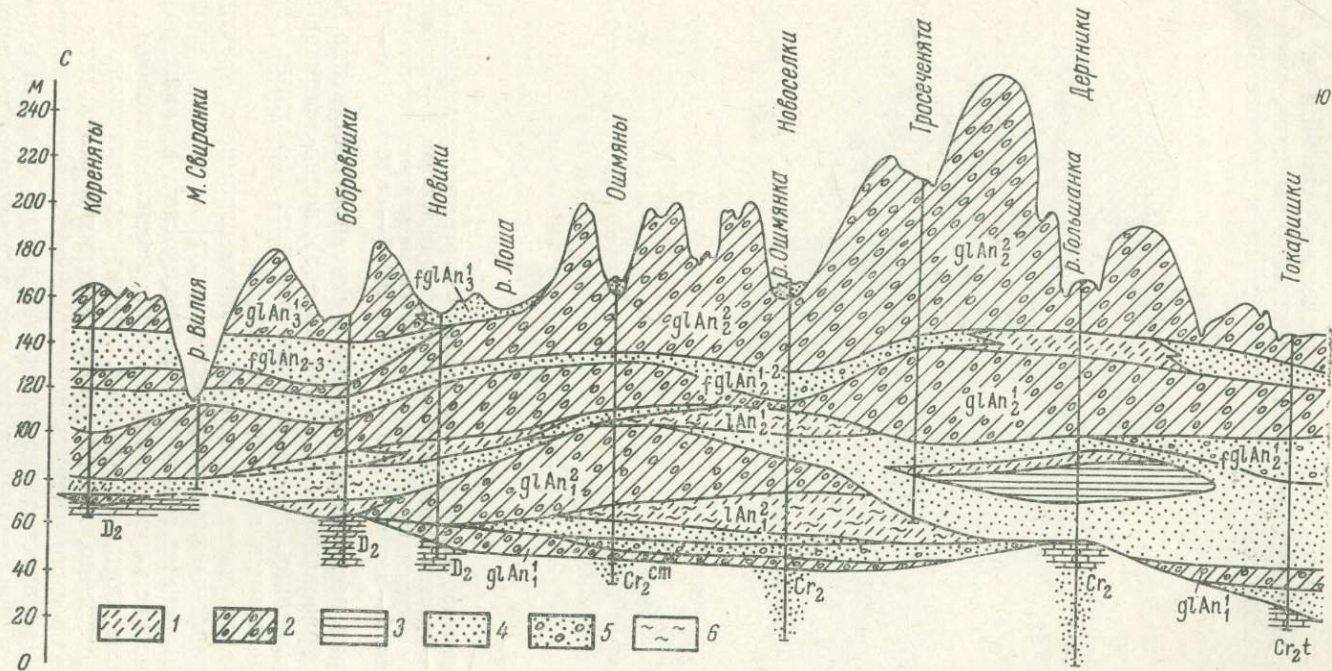


Рис. 15. Геологический разрез по линии Кореняты—Токаришки: 1—супесь, 2—супесь и суглинок валунные, 3—глина, 4—песок тонко- и мелкозернистый, 5—разнозернистый с гравием и галькой, 6—растительные остатки

Продвижение и предельная граница распространения белорусского ледника определена структурными особенностями и характером поверхности ложа антропогенной толщи. По М. М. Цапенко (Цапенко, Махнач, 1959; Цапенко, 1966), предельная граница продвижения ледника прослеживается по линии южнее Малориты, Пинска, между Старобинном и Слуцком, через Глуск, Бобруйск, Быхов, севернее Чаусов на Дрибин (рис. 14). К настоящему времени отложения белорусского оледенения сохранились в основном в понижениях доантропогенной поверхности и значительно реже на водораздельных пространствах, где они уничтожены в последующие оледенения и межледниковья. На за-

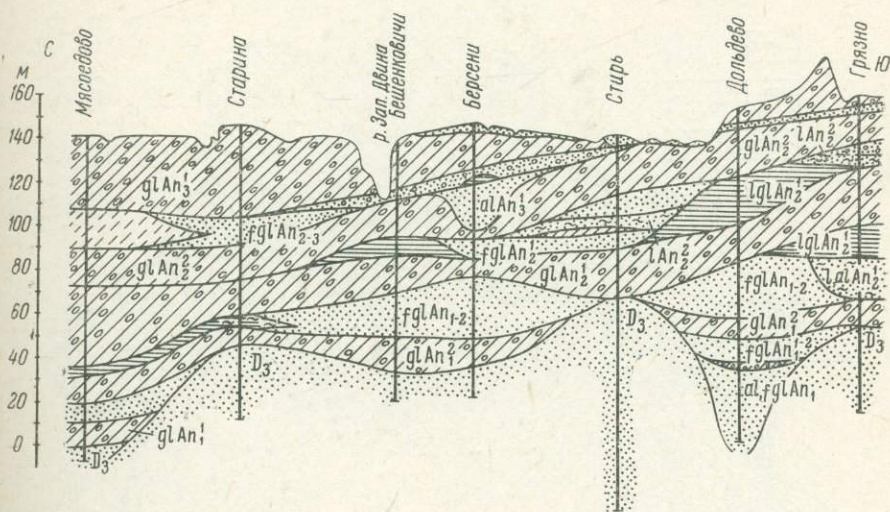


Рис. 16. Геологический разрез по линии Мясоедово—Грязно. Условные обозначения те же, что и на рис. 15

паде и в центральной части республики белорусские ледниковые отложения имеют значительное площадное распространение (рис. 15, 16). Отсутствие морены на севере объясняется интенсивным размывом, а также экзарацией последующих ледников.

Подошва морены неровная и подчеркивает в основных чертах предледниковый рельеф. Она залегает на отметках от 94—80 м ниже уровня моря (район Чашников и Гродно) до 120 м выше уровня моря (Могилев, Плещеницы, Минск). Ледниковые отложения выполняют понижения доантропогенного рельефа, поэтому кровля опускается уже не более чем на 75 м ниже уровня моря (Гродно, рис. 17). Самые высокие отметки приурочены к водораздельным пространствам и достигают 130—135 м. В пределах Неманской низины кровля морены расположена на отметках ниже 50 м абсолютной высоты. Наибольшие мощности (до 50 м) приурочены к ложбинам или зонам краевых ледниковых образований (рис. 18).

Налибокские межледниковые осадки встречаются редко и залегают в основном в понижениях кровли белорусской морены. На участках, где морена и подстилающие ее образования отсутствуют, а также к югу от границы предельного распространения ледника межледниковые отложения приурочены к днищам древних озерных котловин, к склонам и днищам ложбин и речных долин. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 32 м (Мостки) и 66 м (Лельчицы).

*Березинское* оледенение распространилось на большую часть территории республики. Согласно данным М. М. Цапенко (1960—1966), ледник продвинулся до северных отрогов Украинского щита и Воронежского массива и его граница прослеживается по линии, проходящей от западной границы БССР с Польшей, по долине Припяти на восток до оз. Белого, юго-восточнее Пинска, далее через ст. Мальковичи, севернее Чучевичей, Красной Слободы, на Старобин, севернее Лельчиц, южнее Буйновичей и Мозыря, через Калинковичи, севернее Паричей, Рогачева, южнее Чечерска и Светиловичей. В последние годы, по мере появления новых данных, граница предельного распространения березинского

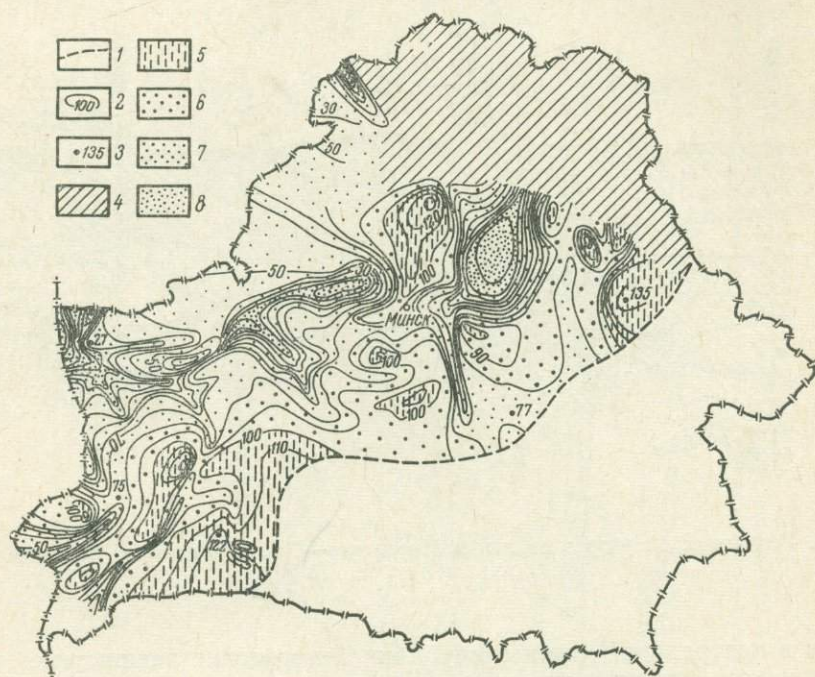


Рис. 17. Гипсометрическая карта кровли морены белорусского оледенения. Составила М. М. Цапенко: 1 — граница предельного распространения ледника, 2 — изогипсы рельефа, 3 — скважина и абсолютная отметка, 4 — участки, на которых отсутствует морена; 5—8 — те же, что и на рис. 14

оледенения проводится южнее и юго-западнее. Ряд исследователей (Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961; Цапенко, Мандер, 1968; Горецкий, 1970; Мандер, Кузнецов, Лукашев, Винокуров, 1970; Мандэр, Кузнецов, 1971; Махнач, 1971) впервые описали березинскую морену в долине Днепра южнее Речицы (Бронное, Дворец, Холмеч, Страдубка, Переделки). Б. Н. Гурский (1965, 1968) проводит границу березинского оледенения южнее Новозыбкова на Злынку, далее по доледниковой долине на Спиридонову Буду, Ленино, Перерост, южнее Добруша, севернее Гомеля.

Украинские геологи (Ромоданова, Христофорова, 1967; Ромоданова, Махнач, 1968; Ромоданова, Возгрин и др., 1969) полагают, что березинский ледник по долине Днепра продвигался до широты Канева.

На составленных гипсометрических картах отражены основные закономерности площадного распространения морены березинского оле-

денения. Она залегает сплошной полосой в основном в средней части Белоруссии, а также в западном и северном Полесье. Отсутствует березинская морена на значительных площадях Белорусского Поозерья, где она почти полностью уничтожена более поздними процессами ледниковой эскаррации и размыва. Ее нет на отдельных участках древних водоразделов (Городокская, Витебская возвышенности), а также в пределах озерно-ледниковых котловин (Полоцкой, Дисненской, Лучесинской). Здесь она сохранилась только в отдельных понижениях.

Гипсометрическое положение морены березинского оледенения, как и белорусской, имеет тесную связь с рельефом ложа антропогенных

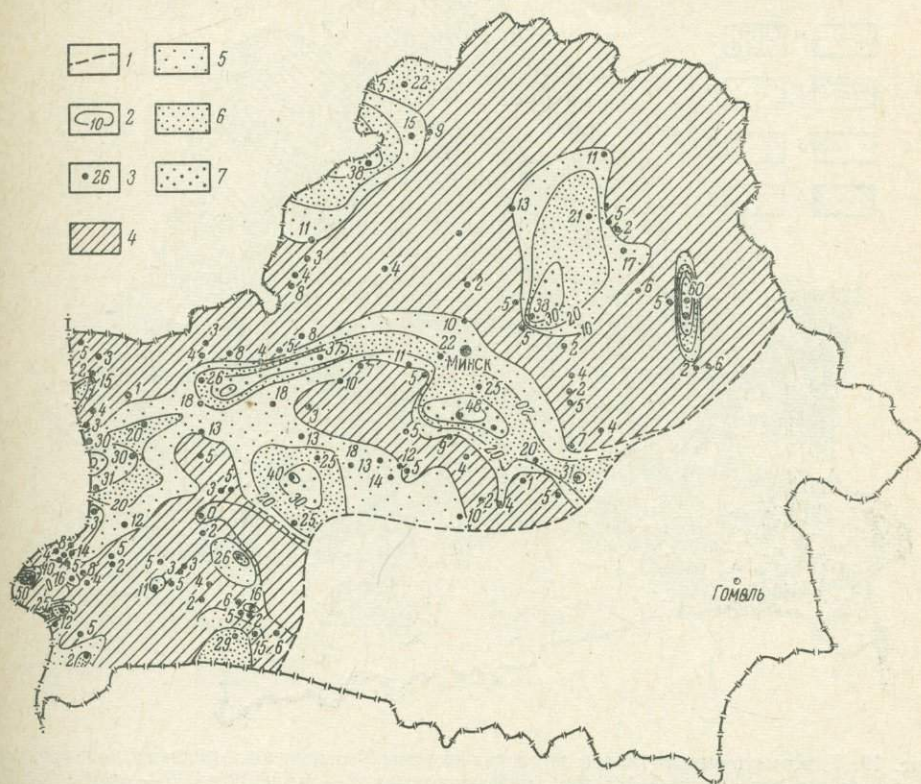


Рис. 18. Карта мощности морены белорусского оледенения. Составила М. М. Цапенко: 1 — граница предельного распространения ледника, 2 — изолинии (изопахиты) равных мощностей морены, 3 — скважина и пройденная мощность, 4 — участки, на которых отсутствует морена; мощность: 5 — от 10 до 20 м, 6 — от 20 до 30, 7 — свыше 30 м

осадков и в основных чертах повторяет его (Цапенко, 1966; Мандер, 1972; рис. 19). Так, наиболее низкие абсолютные отметки подошвы характерны для северо-запада Белоруссии (район Браслава, Постава, Глубокого — ниже 80 м), в пределах Неманской (30—40 м), Наревской (20 м), Чашникской (27 м) низин. Эти участки относятся к ложбинам ледникового выплывания и древним долинам. Самые низкие отметки подошвы морены приурочены к долине Немана (—49 м). Наиболее высокое залегание (свыше 150 м) имеет подошва морены в пределах Оршано-Могилевской равнины. На Белорусской гряде (Гродненская, Новогрудская, Минская возвышенности), а также на юго-западе Белоруссии подошва морены расположена выше отметки 100 м. В долинах Днепра, Березины морена залегает местами на уровне 70—50 м. Кров-

ля морены в основных чертах повторяет характерные особенности ее подошвы (рис. 20). Навысшие отметки ее (150—170 м) также известны на водораздельных пространствах Оршанской, Минской, Новогрудской, Слонимской возвышенностей. В древних долинах кровля опускается до 80 м абс. высоты, а в Неманской низине — до 10 м ниже уровня моря. К понижениям доантропогенного рельефа приурочены и наибольшие мощности морены (рис. 21). Они составляют 20—30 м, местами свыше 40 м (Чашники, см. рис. 38). На Гродненской, Новогрудской, Минской и других возвышенностях наблюдается повышенное залегание кровли и

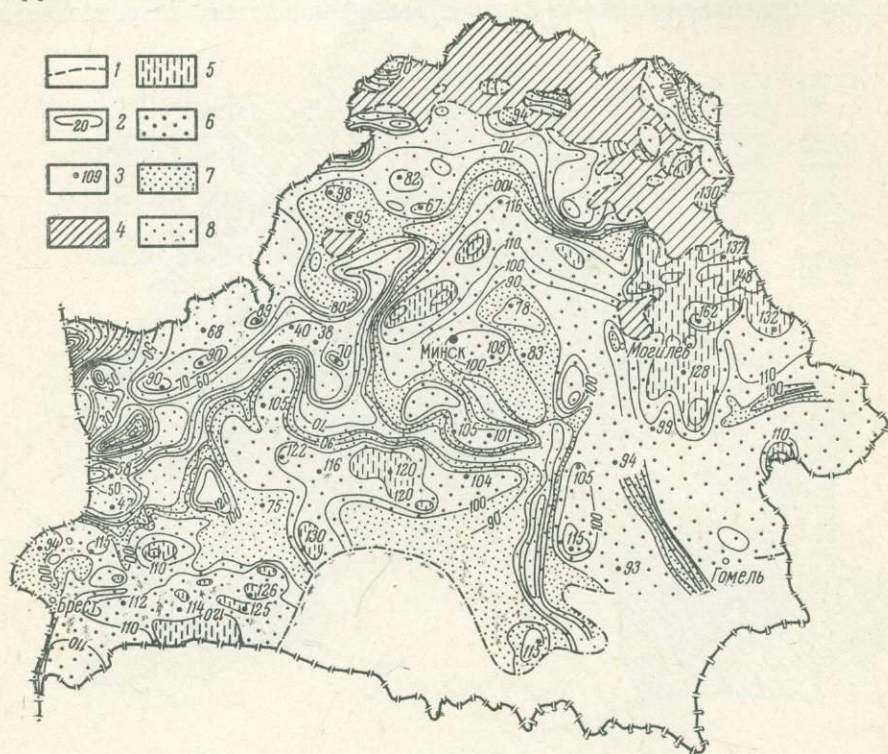


Рис. 19. Гипсометрическая карта подошвы морены березинского (окского) оледенения: 1—4 — те же, что и на рис. 14; абсолютные отметки: 5 — выше 120 м, 6 — от 100 до 120, 7 — от 80 до 100, 8 — ниже 80 м

увеличение мощности березинской морены. Здесь она слагает высокие погребенные выступы с отметками 150—200 м и соответствует, по-видимому, зоне краевой ледниковой аккумуляции.

Преобладающие мощности морены в пределах водоразделов до 10 м. По увеличению мощности морены свыше 20 м также выделяется зона краевой аккумуляции предельного распространения ледника на крайнем юго-западе Белоруссии.

Отложения александрийского межледниковья широко распространены на территории республики, вскрыты многочисленными скважинами и обнажаются в береговых обрывах долин крупных рек.

На составленной М. М. Цапенко литолого-палеогеографической карте-схеме времени лихвинского (александрийского) межледниковья (см. рис. 39) видно, что основное количество пунктов, в которых обнаружены межледниковые отложения, приурочено к центральной и южной частям республики (Белорусская гряда и Полесская низменность).

В Поозерье, а также на востоке Белоруссии разрезы с межледниковыми осадками встречаются редко. Расположены они на самых различных элементах рельефа, имеют невыдержанную глубину залегания и непостоянную мощность.

В пределах Белорусской гряды александрийские межледниковые осадки залегают наиболее высоко и вскрыты на абсолютных отметках от 130 до 200 м, в Полесье они имеют более выдержанное залегание — 100—110, реже выше 120 м, в Неманской низине — от 50 до 100 м над уровнем моря. Глубина залегания их на Белорусской гряде колеблется

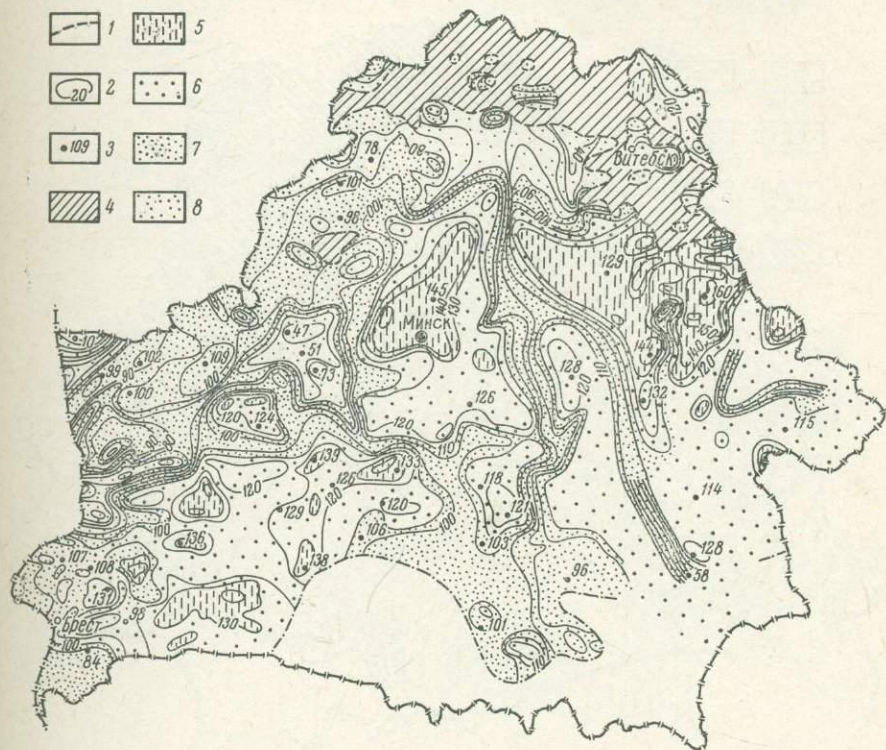


Рис. 20. Гипсометрическая карта кровли морены березинского (окского) оледенения: 1—4 — те же, что и на рис. 14; абсолютные отметки: 5 — выше 130 м, 6 — от 110 до 130, 7 — от 80 до 110, 8 — ниже 80 м

от 50 до 70 м, в пределах Верхне-Неманской и Полоцкой низин — 50—80 м. Мощность межледниковых осадков от нескольких до 30—40 м в пределах древних озерных котловин.

Днепровский ледник покрывал всю территорию Белоруссии, его отложения повсеместно распространены, а слой морены является важным маркирующим горизонтом.

Моренные отложения днепровского ледника (рис. 22) подверглись почти полному размыву в долинах крупных рек в пределах пойм и первых надпойменных террас. Отсутствует морена на отдельных участках Полоцкой и Суражской низин, а также в пределах Полесской низменности, где она в основном размывта водами последующих ледников. Нет ее и на площадях высокого залегания доантропогенных пород, здесь она сохранилась в основном в древних погребенных ложбинах и долинах.

Залегают днепровские ледниковые осадки на глубинах от 5 до 100 м и подстилаются отложениями березинского ледника, александрийского

межледниковья или перекрывают поверхность коренных пород. Подошва днепровской морены в значительной мере повторяет особенности доантропогенной поверхности. Характерным для морены является опускание ее в низины, ложбины и долины рек Днепра, Припяти, Немана и др. Наибольшие абсолютные отметки подошвы морены (150—180 м) приурочены к Оршано-Могилевской равнине и к Белорусской гряде, самые наименьшие (около 10 м) — к Неманской низине на границе с Литовской ССР. В Белорусском Поозерье подошва морены в большинстве случаев расположена на высоте 80—120 м, опускаясь в Дисненскую

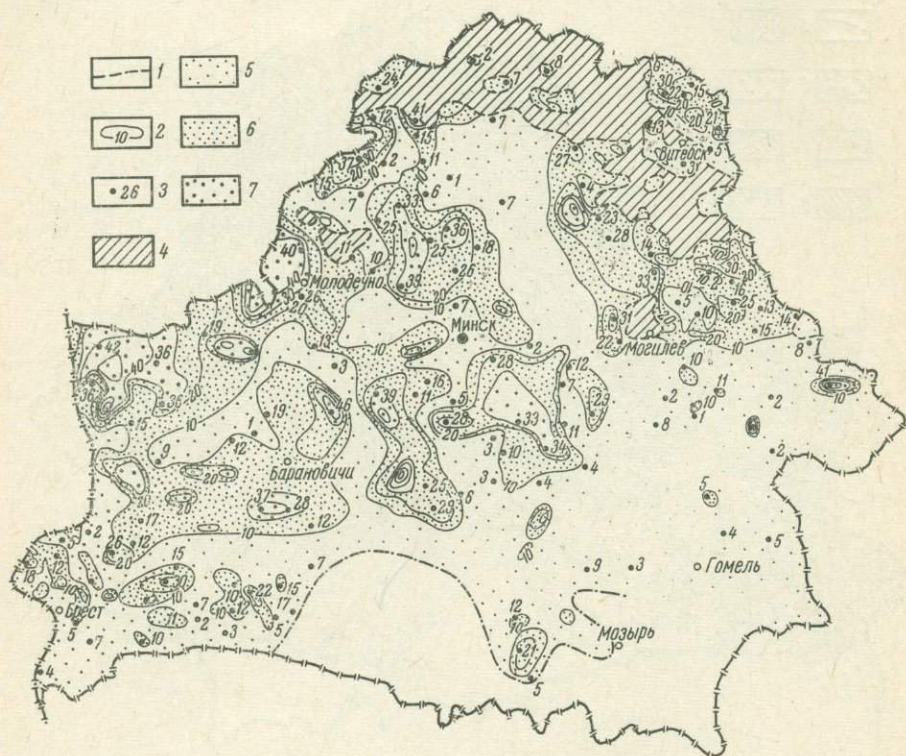


Рис. 21. Карта мощности морены березинского (окского) оледенения: 1—4 — те же, что и на рис. 14; мощность: 5 — до 10 м, 6 — от 10 до 30, 7 — свыше 30 м

и Полоцкую низины до отметок 20—60 м. На площади Витебской и Городокской возвышенностей она залегает на отметках более 130—140 м. Повышенное залегание подошвы морены характерно и для Белорусской гряды, в среднем составляя 130—140 м, а в пределах Минской возвышенности — до 180 м.

В Припятской низменности подошва морены опускается до отметок ниже 130 м. Мощность ее здесь минимальная — 5 м и редко увеличивается до 10 м.

Наивысшие отметки кровли днепровской морены (более 200 м) приурочены к Белорусской гряде (Минской, Новоградской возвышенностям) и Оршано-Могилевской равнине, наименьшие (40—50 м) — к Неманской низине (рис. 23). В пределах Центрально-Березинской равнины и на юге республики преобладают отметки кровли 130—140 м. Погружение кровли морены наблюдается в долины Немана (до отметок ниже 120 м), Западной Двины и в озерно-ледниковые низины.

Мощности морены свыше 40 м соответствуют области краевой ледниковой аккумуляции (Копыльская гряда, Минская и Ошмянская возвышенности). Максимальные мощности 50—60 м. Для центральной и южной частей Белоруссии характерны небольшие мощности — около 10 м. Значительные мощности днепровской морены встречены в пределах ложбин ледникового выпахивания и в долинах рек (рис. 24).

Шкловские межледниковые отложения вскрыты многочисленными скважинами и в естественных обнажениях. Чаще всего встречаются аллювиальные, озерные и болотные межледниковые осадки. Мощность

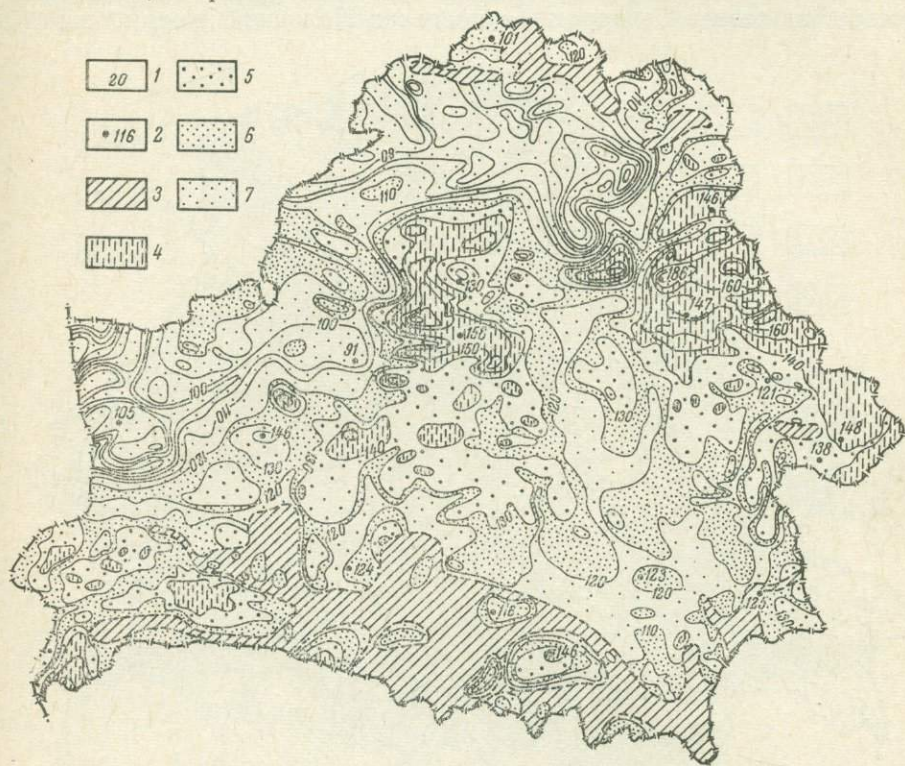


Рис. 22. Гипсометрическая карта подошвы морены днепровского оледенения: 1 — изогипсы, 2 — скважина и абсолютная отметка, 3 — участки, на которых отсутствует морена; абсолютные отметки: 4 — выше 140 м, 5 — от 130 до 140, 6 — от 120 до 130, 7 — ниже 120 м

шкловских осадков в среднем 7—10 м, максимальная — до 30 м (Махнач, 1971).

Стратиграфически выше шкловских осадков расположены образования сожского (московского) оледенения. Вопрос о предельном распространении сожского ледника, а также стадиях его отступления однозначно к настоящему времени не решен. Одни исследователи проводят границу в пределах Белоруссии от верховьев Наревки и Ясельды на Косово, Бытень, Ганцевичи, Красную Слободу, Погост, Любань, Глуск, Бобруйск, Могилев и Рославль (Вознячук, 1967), другие — от Бобруйска на Славгород и Кульшичи (Соболев, 1933; Яковлев, 1956; Гурский, 1965; М. М. Цапенко и Н. А. Махнач, 1959, 1966). Б. Н. Гурский (1968) на основании изучения минералогического состава сожской и днепровской морен и геоморфологических данных выделяет в бассейне Сожа новозыбковскую стадию; Г. А. Колпашников (1965) высказывает мнение, что сожским ледником покрывалась юго-восточная часть

Белоруссии и граница его максимального распространения выходит за пределы республики. По данным Е. А. Ильина (Ильин, Мандер, 1972), южная граница распространения сожской морены проходит на территории Полесья севернее Загородья, у Червонного озера, южнее Мозырской гряды и устанавливается на основании изменения содержания и петрографического состава галечной фракции морен. Автором также предполагается, что ледник распространился почти до южных пределов республики и достиг северных склонов Украинского кристаллического массива как естественной преграды. Морена сожского оледенения отсутствует на севере Белоруссии в пределах Полоцкой низины, на Го-

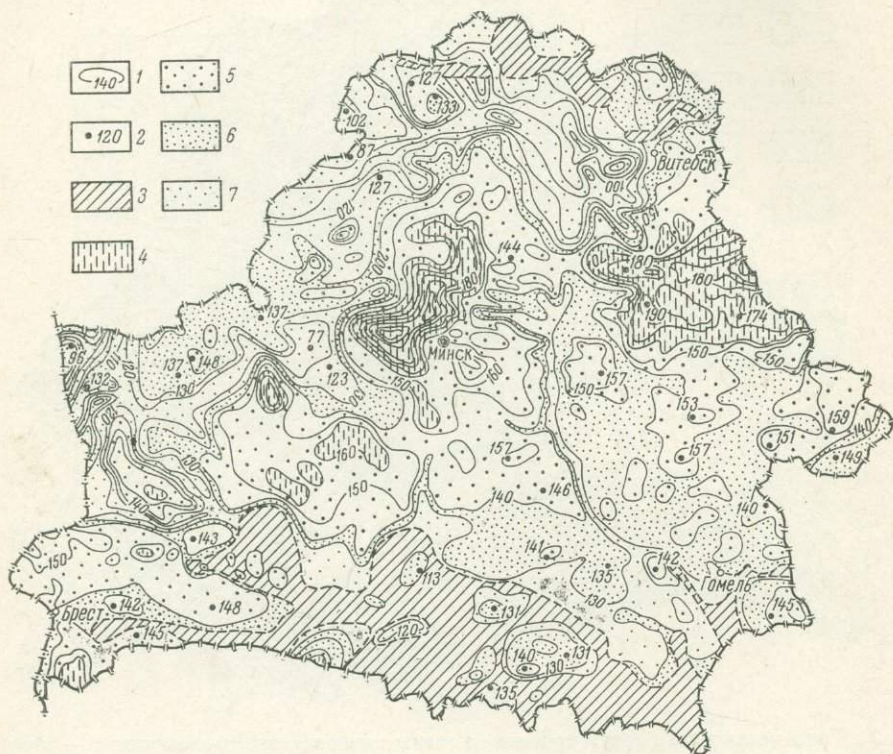


Рис. 23. Гипсометрическая карта кровли днепровского оледенения: 1—3—те же, что и на рис. 22; абсолютные отметки: 4—выше 160 м, 5—от 140 до 160, 6—от 130 до 140, 7—ниже 130 м

родокской и Витебской возвышенностях, в Лучесинской низине, по долине Днепра, Березины, Сожа и небольшими участками сохранилась в Неманской и Припятской низинах (рис. 25). Повсеместно распространена морена в центральной части республики (Белорусская гряда). За пределами поозерского оледенения сожская морена залегает с поверхности.

Рельеф подошвы сожской морены еще повторяет некоторые черты поверхности ложа антропогенных пород, а кровля образует современный рельеф центральной части территории республики.

Наивысшие отметки подошвы морены (180—220 м) приурочены к Белорусской гряде и Оршано-Могилевской равнине, преобладают высоты 140—150 м. В Полесской низменности подошва морены снижается до 125—130 м. Минимальные отметки ее залегания (80—100 м) находятся в пределах Полоцко-Дисненской равнины, где наблюдается опус-

кание подошвы к днищу ложбины ледникового выпахивания и размыва. Обычно на водоразделах горизонт сожской морены имеет площадное распространение, и опускание ее подошвы в долины рек незначительное.

Наивысшие отметки кровли морены (рис. 26) отвечают Белорусской гряде (347 м на Минской возвышенности, 302 м на Новогрудской). Мощность ее изменяется от 5—10 до 100 м, максимальная мощность (50—100 м) морены в центральной и минимальная (5—10 м) в южной и северной частях республики (рис. 27).

Муравинские межледниковые осадки на территории республики известны в нескольких сотнях местонахождений. К северу от границы

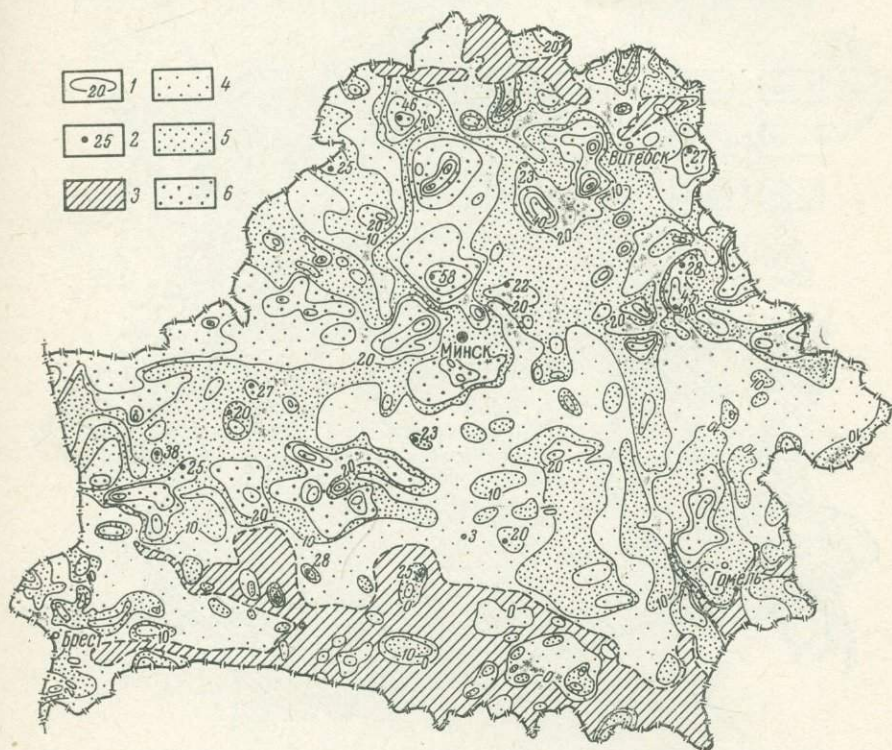


Рис. 24. Карта мощности морены днепровского оледенения: 1—3 — те же, что и на рис. 22; мощность: 4 — до 10 м, 5 — от 10 до 20, 6 — свыше 20 м

предельного распространения поозерского ледника муравинские межледниковые осадки перекрыты мореной. Эти разрезы расположены в пределах Белорусского Поозерья (Барилово, Стайки, Полоцк, Пушкири, Лучеса и др.). Южнее межледниковые отложения залегают под водно-ледниковыми и перигляциальными образованиями и приурочены главным образом к древнеозерным котловинам, существовавшим в понижениях кровли сожской морены, а также обнажаются под аллювием надпойменных террас и пойм Днепра, Березины, Сожа, Немана (Мурава, Рогачев, Борхов Ров, Дорошевичи, Богатыревичи и др.) (Вознячук, 1961). Как указывалось выше, муравинские межледниковые осадки хорошо изучены и освещены в литературе.

Поозерским (валдайским) ледником была покрыта только северная часть Белоруссии. Большой фактический материал, отражающий условия залегания и распространения осадков муравинского межледни-

ковья, морфологию и строение краевых образований, данные, полученные при изучении речных долин, озерных котловин и других элементов рельефа, позволяют довольно детально наметить границу предельного распространения поозерского ледника. Она прослеживается с запада на восток по внешнему краю Белорусского Поозерья (Вознячук, 1956—1970; Цапенко, 1957—1966; Пасюкевич, Левицкая, Семенюк, 1966; Пузанов, Вознячук, 1967). По Л. Н. Вознячку, граница оледенения проходит вдоль северного и северо-западного склонов Гродненской возвышенности, по линии Маньковцы — Гожа (на Немане), Цидовичи, Вертелишки, Рыздели, Тобола, Стрельцы, Шенец, Роганичи, Головцы,

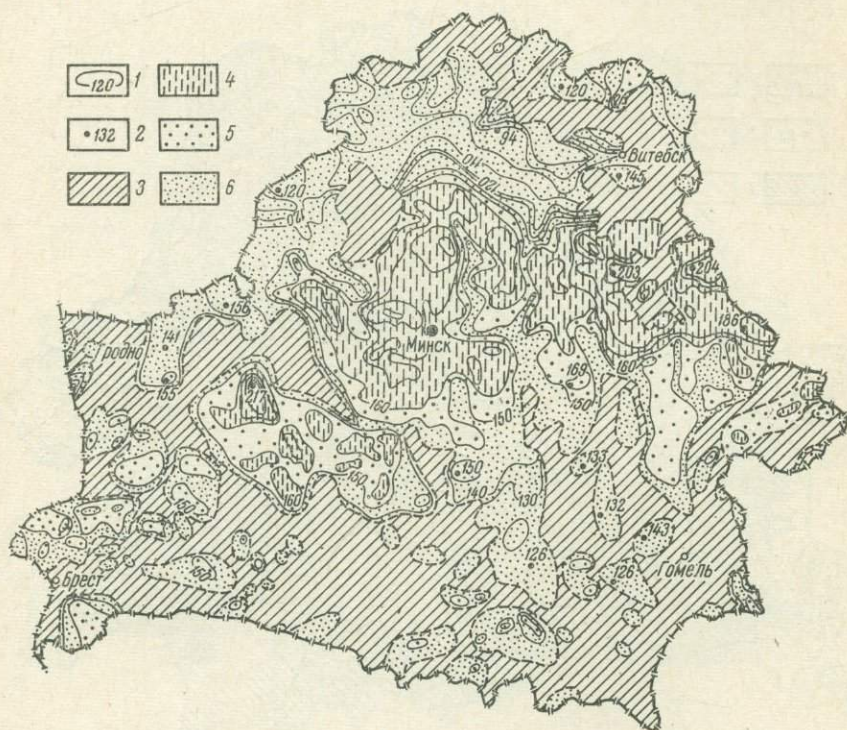


Рис. 25. Гипсометрическая карта подошвы морены сожского (московского) оледенения: 1—3 — те же, что и на рис. 22; абсолютные отметки: 4 — выше 160 м, 5 — от 150 до 160, 6 — ниже 150 м

Мотыли, Заболотье (у края Лидского плато), Дубичи, Вильнюс, Островец, Соля, Даниушево (на Вилии), Войстом, Русское Село, д. Нарочь, Куренец, Кривичи, Порплище, Кубличи, истоки Ушачи, Воронь, Волчья Гора (на Соединительном канале Березинской системы), Красная Лука, Замошье, Ляховичи, южнее оз. Селява, Латыголь (близ Сенно), истоки Оболянки, Коковчино, севернее Орши и Дубровно.

Морена поозерского оледенения залегает почти на всей территории республики. Отсутствует она лишь на отдельных участках озерно-ледниковых низин (Суражской, Лучесинской, местами в Полоцкой, Дисненской) и по долинам рек. Повышенное залегание подошвы, кровли и увеличение мощности закономерно для области краевой аккумуляции. Наивысшие абсолютные отметки кровли (280—290 м) находятся в районе Лукомльского озера; на Витебской возвышенности — свыше 240 м; более 200 м в пределах Нарочанской конечноморенной гряды,

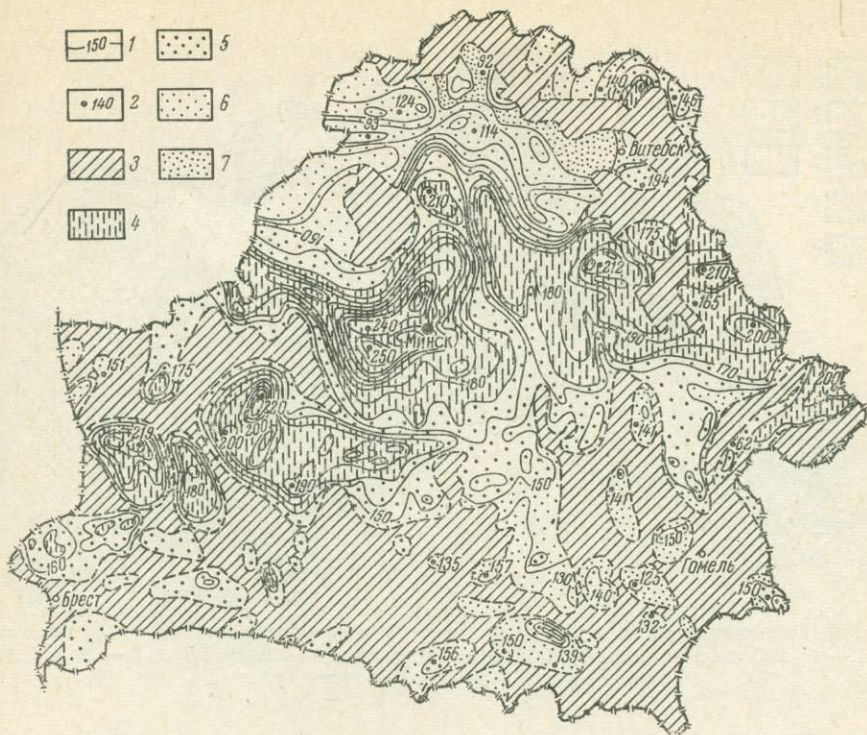


Рис. 26. Гипсометрическая карта кровли морены сожского (московского) оледенения: 1—3 — те же, что и на рис. 22; абсолютные отметки: 4 — свыше 170 м, 5 — от 150 до 170, 6 — от 140 до 150, 7 — ниже 140 м

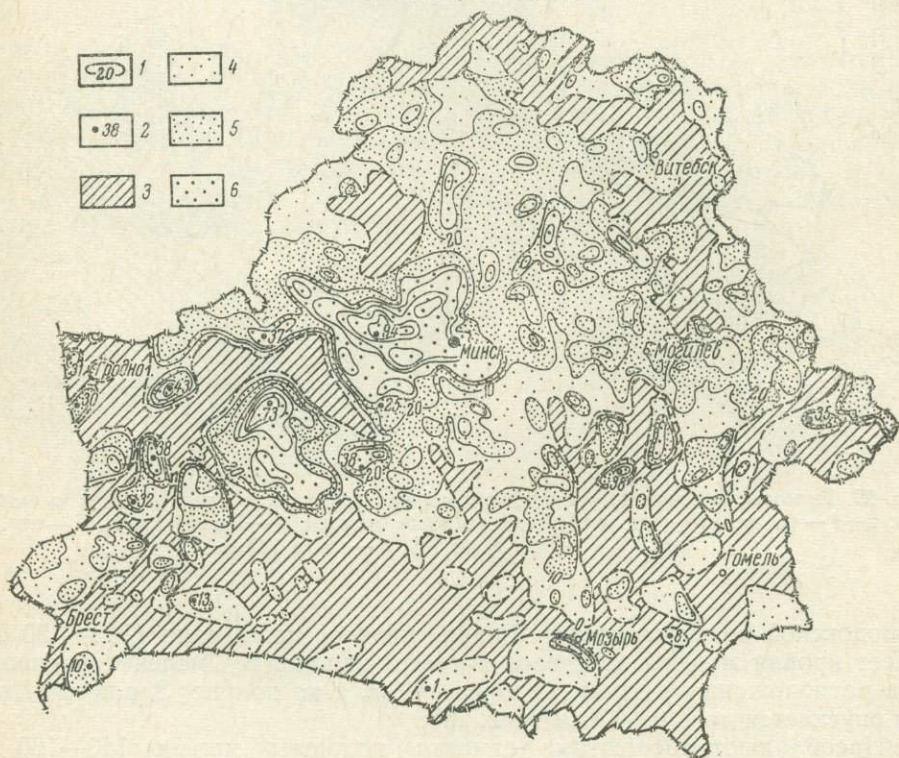


Рис. 27. Карта мощности морены сожского (московского) оледенения: 1—3 — те же, что и на рис. 22; мощность: 4 — до 10 м, 5 — от 10 до 30, 6 — более 30 м

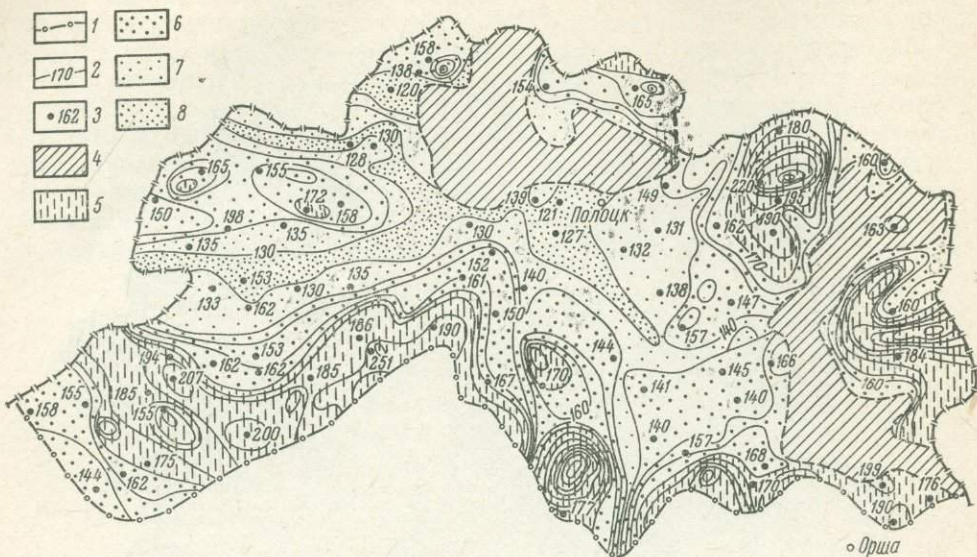


Рис. 28. Гипсометрическая карта кровли морены поозерского (валдайского) оледенения: 1—4 — те же, что и на рис. 14; абсолютные отметки: 5 — свыше 160 м, 6 — от 130 до 160, 7 — от 110 до 130, 8 — ниже 110 м

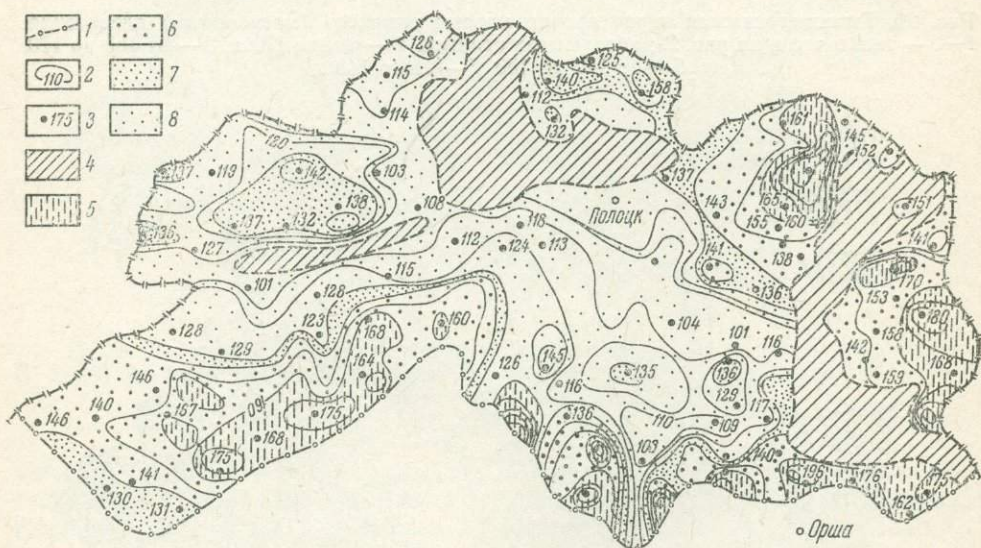


Рис. 29. Гипсометрическая карта подошвы морены поозерского (валдайского) оледенения: 1—4 — те же, что и на рис. 14; абсолютные отметки: 5 — свыше 170 м, 6 — от 140 до 170, 7 — от 130 до 140, 8 — ниже 130 м

Городокской возвышенности. Более низкое положение (140—150 м) имеет кровля морены на севере и северо-западе. В Дисненской низине она расположена на отметках ниже 140 м, а по долине Западной Двины опускается до 120—130 м (рис. 28).

Преобладают абсолютные отметки подошвы морены 140—160 м; наиболее повышенные (180—190 м) приурочены к Городокской и

Витебской возвышенностям; самые низкие (130—120 м) приурочены к Дисненской и Полоцкой низинам, где наблюдается опускание подошвы до отметок менее 110 м (рис. 29). Значительные мощности (40—50 м) характерны для области краевой аккумуляции в пределах Нарочан-

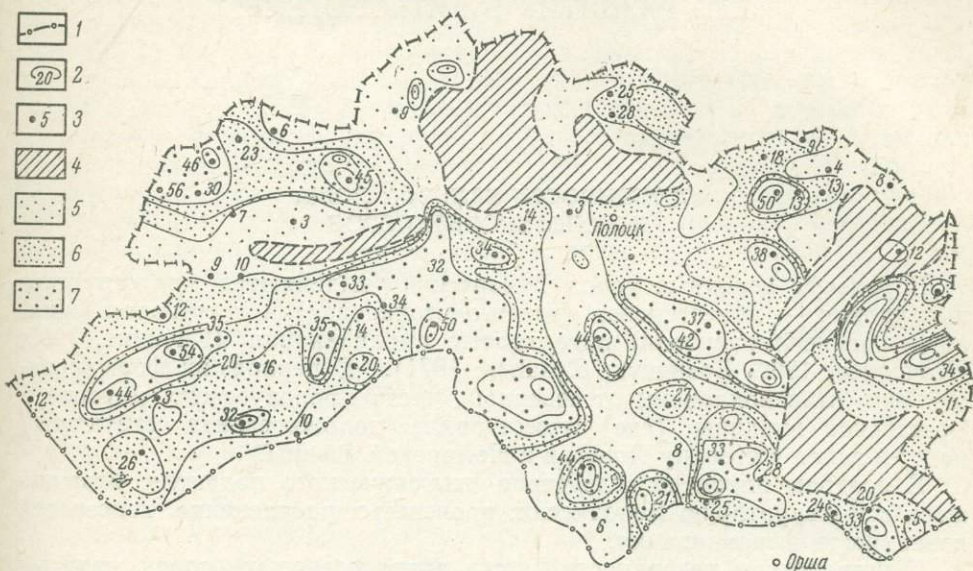


Рис. 30. Карта мощности морены поозерского (валдайского) оледенения: 1—4 — те же, что и на рис. 14; мощность: 5 — до 10, 6 — от 10 до 30, 7 — более 30 м

ской гряды и у Лукомльской возвышенности (рис. 30). Значительно распространены на территории Белоруссии голоценовые отложения. Чаще всего встречаются аллювиальные осадки, слагающие поймы рек бассейнов Днепра, Сожа, Березины, Западного Буга, а также поймы и первую надпойменную террасу Западной Двины и ее притоков. В пределах водораздельных пространств развиты озерные и болотные, элювиально-делювиальные отложения и др.

РЕЛЬЕФ БЕЛОРУССИИ И ОСОБЕННОСТИ  
ЕГО РАЗВИТИЯ В АНТРОПОГЕНЕ

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ЛОЖА  
АНТРОПОГЕНОВЫХ ПОРОД

В рельефе коренных пород Белоруссии выделяются два структурных уровня — палеогеновая (эоцен-олигоценая) и неогеновая (нижне- и среднеплиоценовая) поверхности выравнивания (Кичкина, 1965; Исаченков, 1962; Вознячук, Пузанов, 1971). В период их формирования они были наклонены от северной части Белорусского массива и Оршанской впадины (где существовала положительная структура) на юг и запад в сторону Полесья и Неманской низины.

В позднем плиоцене вследствие тектонического поднятия, охватившего всю территорию Белоруссии, произошло расчленение неогеновой поверхности выравнивания.

С устройством поверхности ложа антропогенных пород связаны многие характерные особенности современного рельефа и формирование его на протяжении антропогенного периода. Многие крупные и некоторые мелкие элементы кровли коренных пород нашли свое выражение в рельефе всех отрезков антропогенного времени вплоть до современного.

Ценные сведения о характере поверхности коренных пород содержатся в трудах М. М. Цапенко (1957—1968), Г. И. Горецкого (1967, 1968, 1970), В. А. Исаченкова (1963, 1964), В. И. Пасюкевича и А. Д. Семенюка (1967), Б. Н. Гурского (1968, 1970), Л. Н. Вознячука и др. (1959—1971). По смежным районам этот вопрос рассматривался А. П. Ромодановой (1964; Ромоданова и др., 1969), Д. И. Погуляевым (1956, 1959), С. М. Шиком (1960, 1961), В. А. Чепулите (1965, 1967).

Первая карта рельефа ложа антропогенных осадков опубликована М. М. Цапенко в 1957 г. На ней изображены глубокие впадины и выступы, а также выявлены основные особенности рельефа ложа антропогенных пород — приуроченность наиболее высоких абсолютных отметок к крайнему северо-востоку и востоку республики и к Украинскому кристаллическому массиву, а низких — к западу и северо-западу. В последующем М. М. Цапенко и автором составлена новая карта современной поверхности ложа антропогенных пород (Цапенка, Мандэр, 1971). В основу ее положен большой фактический материал геологических съемок и поисково-разведочных работ. На этой карте изогипсы рельефа проведены через 10 м.

На рис. 31 приведена карта, составленная с учетом предыдущей, но дополненная геологическим материалом, полученным в последние годы. Сделана также попытка внести в содержание карты элементы палеогеоморфологии. Как видим, поверхность кровли доантропогенных осадков представляет собой равнину, глубоко расчлененную долинообразными понижениями, ложбинами и котловинами. Амплитуда относительных высот довольно значительная — от 170—180 м абсолют-

ной высоты в пределах древних водоразделов (восточная часть Белоруссии) до 120—125 м ниже уровня моря на западе в районе Гродно. Преобладающие абсолютные отметки поверхности 80—100 м.

Наиболее возвышенными являются северо-восточная и восточная части республики. Это Восточно-Белорусская платообразная равнина, круто обрывающаяся на запад вдоль изогипс 80—100 м. Основные абсолютные отметки ее составляют 120—150 м, максимальные — выше 170 м. Восточно-Белорусская равнина состоит из отдельных возвышенностей, характеризующихся высоким гипсометрическим положением девонских, меловых и палеогеновых пород. Им соответствуют в значительной мере современные ледниково-аккумулятивные возвышенности и гряды в области Поозерья (Освейские гряды, Витебская и Городокская возвышенности), а также Оршано-Могилевская равнина. По-видимому, Восточно-Белорусская равнина являлась водоразделом плиоцен-раннеантропогенной речной сети северо-западного и юго-восточного направлений. Поверхность ее расчленена системой плоских депрессий, котловин, глубоко врезанных ложбин, среди которых обнаружены отдельные фрагменты речных долин. Так, на отметках от 110 до 80 м и ниже выделяется депрессия, отвечающая современной Суражской равнине. Понижение абсолютных отметок дна прослеживается в северо-западном направлении. На отметках ниже 130 м находится Лучесинская низина. В виде отдельных понижений вырисовываются ложбины ледникового выпахивания и размыва, характеризующиеся низким расположением дна ( $-47$  м ниже уровня моря у д. Малая Александрия Оршанского района). Намечаются древние озерные котловины, карстовые формы, отрезки речных долин. Относительно приподнятой является и юго-восточная часть республики. В пределах северного склона Украинского кристаллического массива преобладают абсолютные отметки 110—120 м. Повышена также водораздельная территория между Днестром и Сожем. Северную и Центральную Белоруссию занимает равнина с отметками 60—90 м, сложенная палеогеновыми, неогеновыми и девонскими осадками. Отдельные ее участки составляют более 100 м абсолютной высоты. Западная и северо-западная части Белоруссии заняты обширной низменной равниной с абсолютными отметками 20—50 м. Она имеет уклон на запад к Северо-Польской доледниковой депрессии.

В поверхности ложа антропогенных осадков Белоруссии на карте выделяются крупные ложбинообразные понижения, детально охарактеризованные в работах Г. И. Горецкого (1967, 1970), М. М. Цапенко, Е. П. Мандер (1968, 1971), Л. Н. Вознячука (1959, 1960, 1961), В. А. Дементьева (1948а), М. С. Кичкиной (1965), В. И. Пасюкевича и А. Д. Семенюка (1967), Л. Т. Пузанова и В. Г. Лободенко (1967), Б. Н. Гурского (1965, 1968).

Существуют различные мнения по вопросу происхождения и возраста этих понижений. Большинство исследователей считают такие долинообразные понижения древними речными долинами и возраст их устанавливают от плиоцен-раннеантропогенного до различных отрезков антропогенного времени.

Г. И. Горецкий, изучая древний венедский, ниже- и верхнекривичский аллювий в долинах крупных прарек, а также строение антропогенной толщи в пределах этих ложбин, пришел к выводу, что все глубокие долинообразные понижения в рельефе ложа антропогенных осадков являются формами рельефа, созданными ледником и его тальми водами. Это ложбины ледникового выпахивания и ледникового размыва. Их днища расположены нередко значительно ниже уровня моря.

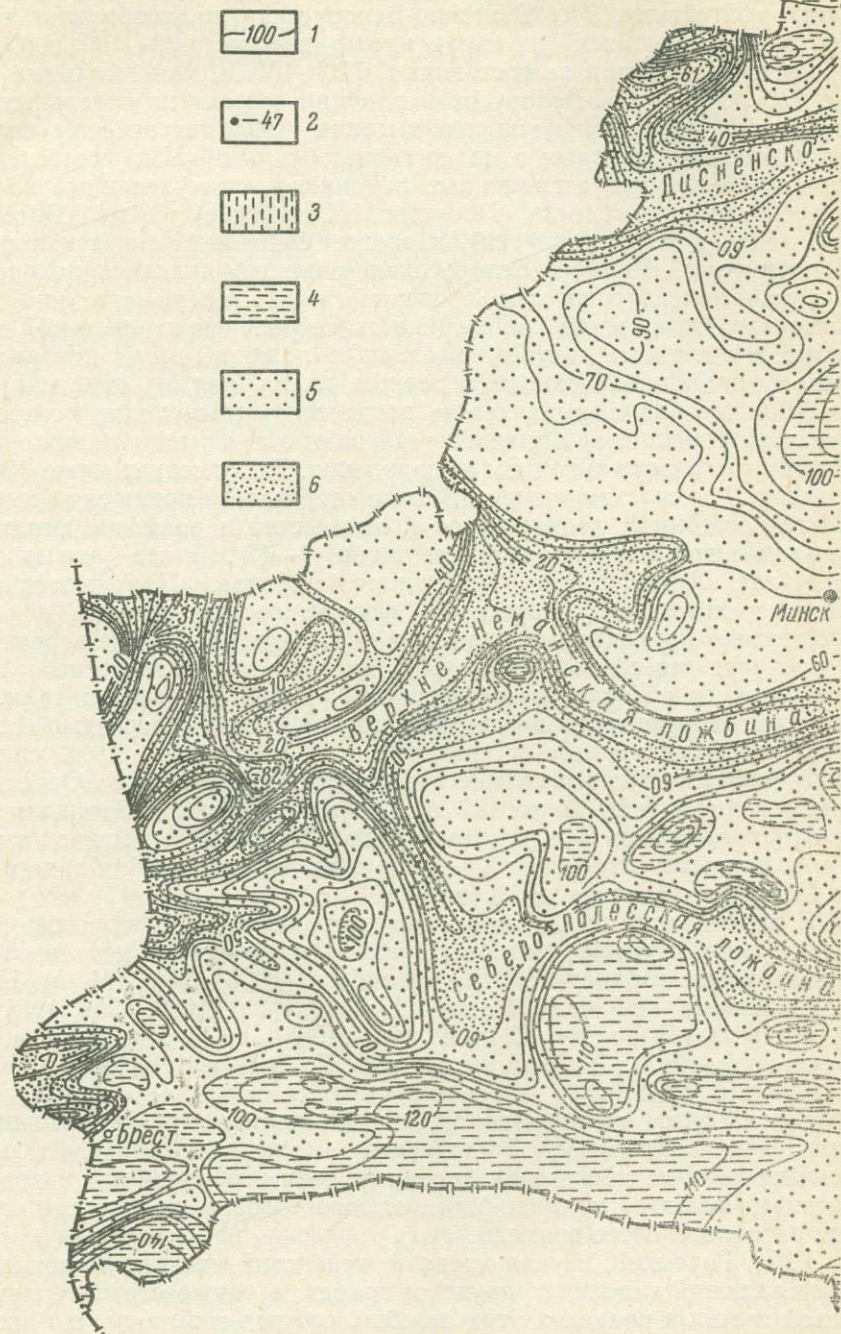
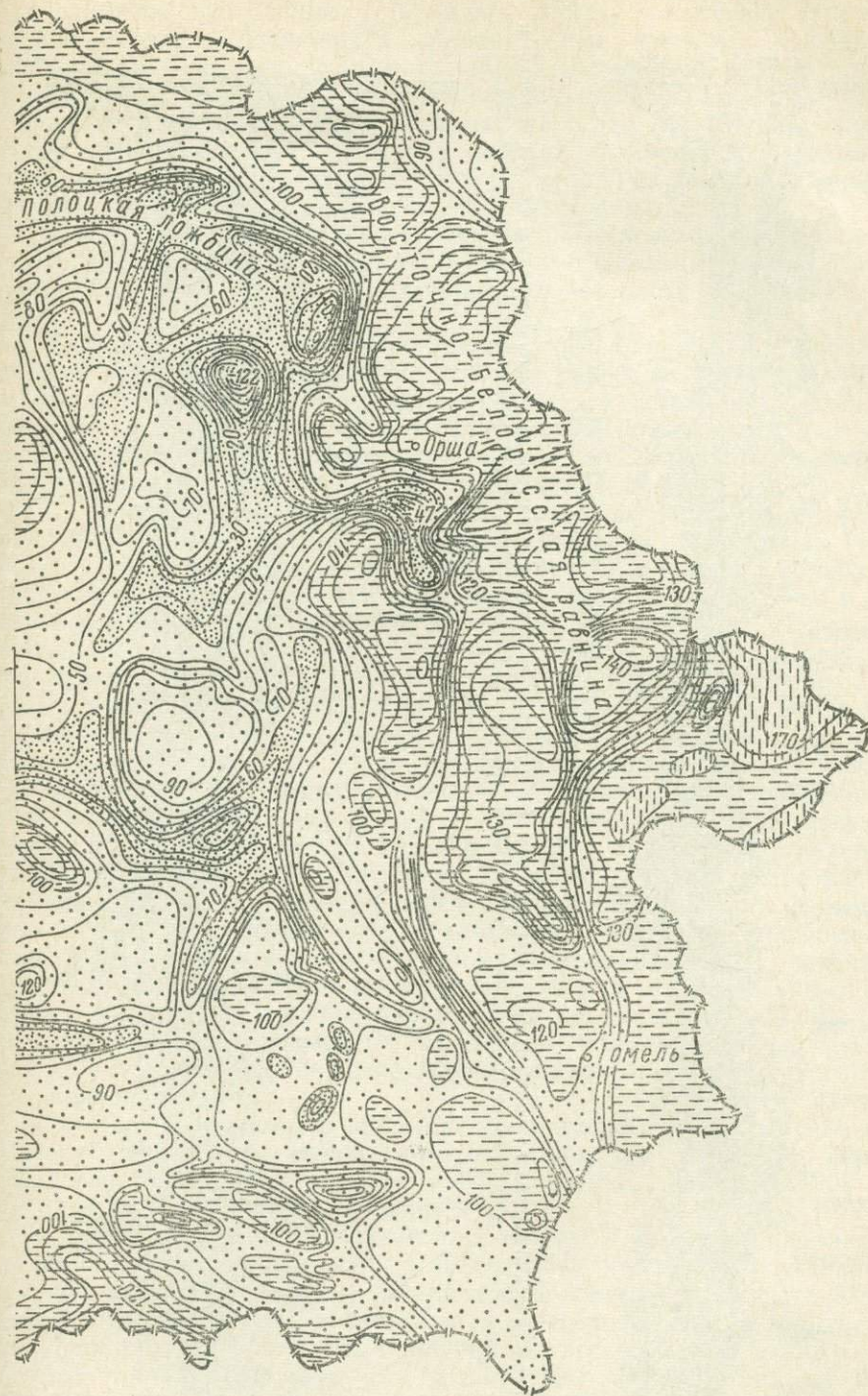


Рис. 31. Карта-схема ложа антропогенных осадков Белоруссии: 1 — изогипсы рельефа, вершины свыше 150 м, 4 — то же, от 100 до 150 м, 5 — низменная равнина с абсолютными котловинами и речные долины с абсолютными



2 — абсолютные отметки, 3 — водораздельная равнина с абсолютными отметками поверхности от 50 до 100 м, 6 — ложбинообразные понижения, озерные котловины с абсолютными отметками ниже 50 м

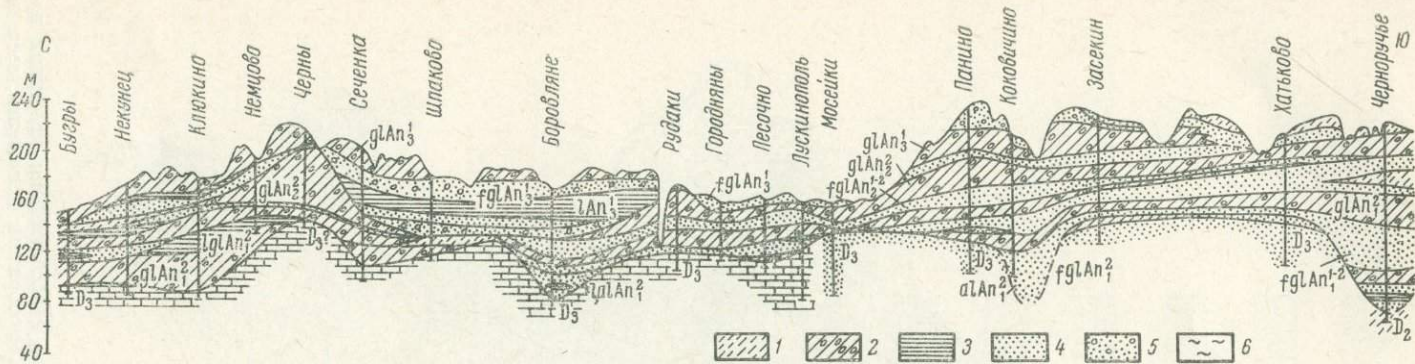


Рис. 32. Геологический разрез по линии Бугры — Черноручье: 1 — супесь, 2 — супесь и суглинок валунные, 3 — глина, 4 — песок тонко- и мелкозернистый, 5 — разнозернистый с гравием и галькой, 6 — растительные остатки

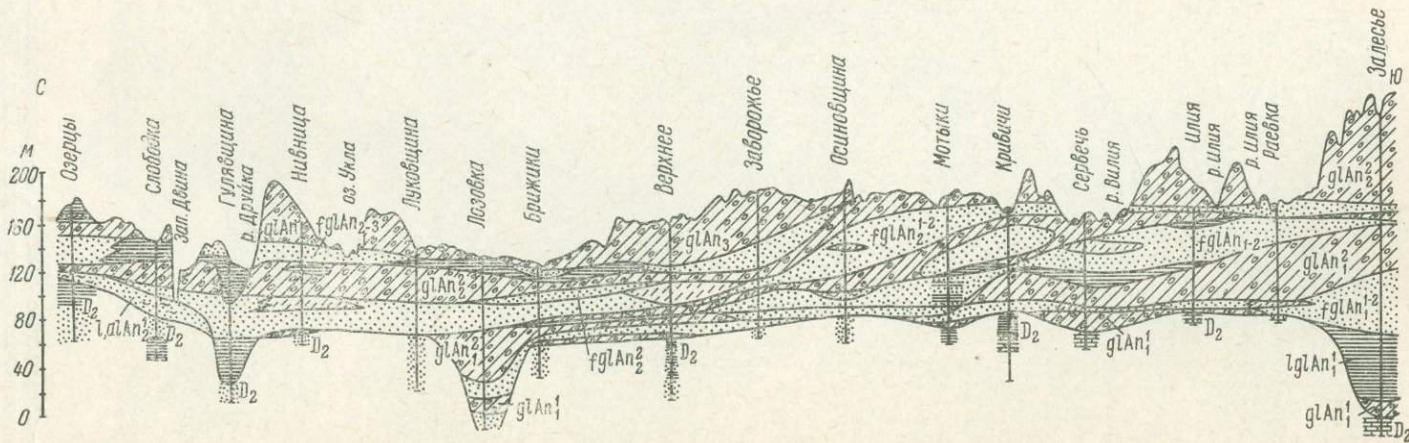


Рис. 33. Геологический разрез по линии Озеры — Залесье; 1—6 — те же, что и на рис. 32

Основные факты, подтверждающие мнение о неречном происхождении этих ложбин, следующие (Горецкий, 1967): отсутствие в глубоких долинообразных понижениях аллювиальных осадков, выполнение днищ понижений моренными суглинками и супесями белорусского и березинского оледенений, а также гляциоаллювием, широкое распространение в составе осадков, занимающих эти понижения, мощных толщ озерно-ледниковых, озерных и озерно-аллювиальных отложений, почти повсеместное проявление по бортам ложбин гляциодислокаций и большое количество отторженцев коренных пород и др.

Г. И. Горецким охарактеризованы многочисленные ложбины ледникового выпавивания и размыва, а также прадолины Немана, Днепра, Сожа, Припяти, Беседи доднепровского возраста (Горецкий, 1967, 1970).

По нашему мнению, выделенные на карте понижения в кровле доантропогенных пород по своему генезису различны. Их возраст можно установить по особенностям выполнивших эти ложбины осадков, глубине вреза, а также по строению прилегающих водораздельных участков (рис. 32, 33). Чаще всего распространены ложбины ледникового выпавивания и размыва: Верхне- и Средне-Неманская, Северо-Полеская, Дисненско-Полоцкая. Их днища расположены на самых различных абсолютных отметках, часто отрицательных. В пределах Неманской ложбины ледникового выпавивания и размыва обнаружены участки переуглублений с абсолютными отметками до  $-40$  и даже  $-138$  м (Фолюш, Лососна, Сопецкин, севернее Мостов, Лесницы); в бассейне Западной Двины до  $-122$  м (Чашники, Браслав, Подкостельцы, Новики, Теленки); в бассейне Припяти до  $-43$  м (восточнее Мозыря), в долине Днепра от  $+10$  до  $-47$  м (Октябрь, Полна, Белое Болото, Белица, Княжицы, Бабиновичи, Малая Александрия). Встречены ложбины как в пределах долин рек, так и на водораздельных участках. Самые древние из понижений возникли в результате экзарационной деятельности древнейшего (белорусского) оледенения. В последующем они часто унаследованы (с незначительным смещением) ледниково-экзарационными ложбинами более молодого возраста (березинскими, днепровскими). В межледниковья в большинстве из них формировалась гидрографическая сеть. Выполнены ложбины моренными и флювиогляциальными отложениями, гляциоаллювием, озерно-ледниковыми, озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными осадками. Многие ложбины березинского и днепровского возраста. Подошва морены московского оледенения незначительно опускается в пределы древних ложбин, перекрывая сплошным покровом современные водоразделы.

Некоторые ложбины в пределах Белорусского Поднепровья выявлены бурением и изучались автором совместно с М. М. Цапенко (Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961; Цапенко, Мандер, 1968). Это Копысская, Жлобинская, Речицкая и др.

В районе пос. Копысь Оршанского района и южнее по направлению к Шклову бурением скважин по поперечнику (см. рис. 3) установлено наличие крупной Копыско-Шкловской ложбины ледникового выпавивания и размыва. Она протягивается с северо-запада на юго-восток и имеет ширину от 1 до 5—7 км. Глубина ее вреза 60—120 м ниже современного уровня Днепра, днище расположено на отметках от 100 до 40 м над уровнем моря. В районе пос. Копысь ложбину выполняют мощные толщи березинской и днепровской морен, а у дд. Америка и Пронцевка (скв. 10, 11) — аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерно-ледниковые осадки нижнеантропогенного возраста. Бурением

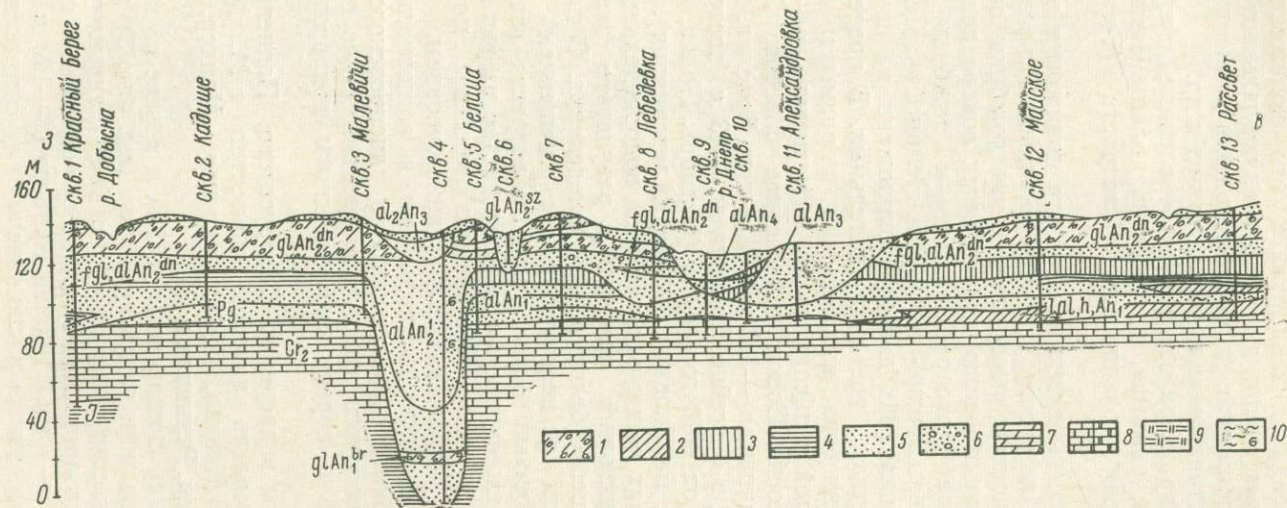


Рис. 34. Геологический разрез по линии Красный Берег — Рассвет (Жлобинский створ): 1 — суглинок и супесь с валунами и галькой (морена), 2 — супесь, 3 — суглинок безвалунный, 4 — глина, 5 — мелкозернистый, 6 — разнозернистый песок с гравием и галькой, 7 — мергель, 8 — мел, известняк, 9 — торф, 10 — растительные остатки, фауна

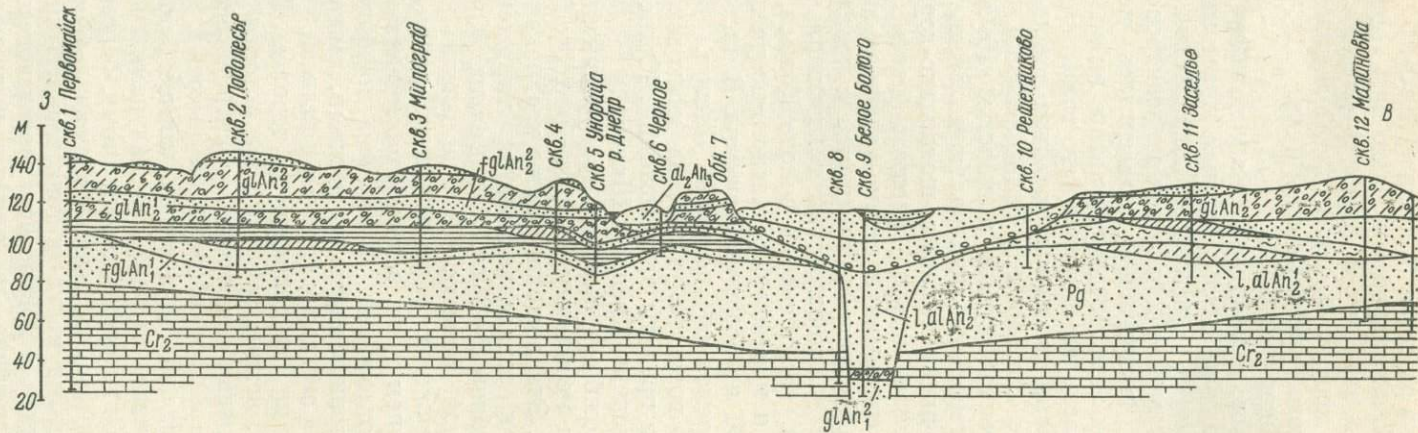


Рис. 35. Геологический разрез по линии Перwомайск — Малиновка (Речицкий створ): 1—10 — те же, что и на рис. 34

1967—1969 гг. уточнено строение Копыско-Шкловской ложбины. В ее пределах обнаружена Александрийская и Пронцевская ложбины ледникового выпихивания и размыва (Горецкий, 1970).

Коренной берег Александрийской ложбины подсечен на отметке 141 м (скв. 14) и 175 м западнее д. Америка (скв. 9). Днище ее расположено (на участках переуглублений) на 47 м ниже уровня моря, на 191 м ниже современного уреза Днепра (скв. 13, рис. 3). Средняя глубина ее вреза в среднем около 50 м.

По строению осадков, выполнивших эту ложбину, установлено наличие нескольких последовательных разновозрастных врезов, смещение которых наблюдается в восточном направлении. Самый древний врез относится, по-видимому, к плиоцен-раннеантропогенному времени. Речная долина в последующем подверглась переуглублению до отрицательных отметок (скв. 13) в результате экзарационной деятельности белорусского ледника и эрозии его талых вод. В днище Александрийской ложбины на девонских осадках залегают флювиогляциальные разнозернистые с гравием и галькой пески, выше коричневатобурая, грубая, моренная супесь мощностью 16 м. Перекрывается морена нижнеантропогенными гляциоаллювиальными песками и озерно-ледниковыми ленточными глинами шоколадно-коричневого цвета с прослоями тонкозернистых песков. Верхняя часть Александрийской ложбины выполнена озерными и озерно-аллювиальными тонкозернистыми песками, горизонтально-слоистыми, с прослоями ленточных глин. Выше залегают гляциоаллювий и аллювиальные пески александрийского возраста. Восточнее, в районе Копыси, ложбина выполнена гляциоаллювием и мореной березинского возраста. Днище ложбины расположено на 130 м абсолютной высоты. В настоящее время этот срез наследуется современной долиной Днепра. Выделяется также ложбина днепровского возраста. Подошва московской морены незначительно понижается в пределы этой ложбины. Южнее Копыси ложбина прослежена вдоль долины Днепра к Шклову.

Отрезок древней ложбины выявлен пробуренными нами скважинами по Жлобинскому и Речицкому створам (рис. 34; Чапенко, Мандер, 1968; Горецкий, 1970). Эта ложбина также неоднократно была унаследована в оледенения и межледниковья и выражена в современном рельефе. Ширина ложбины 2—3 км. У д. Белица Жлобинского района скважина на абсолютной отметке +7 м не вышла из антропогенной толщи, тогда как скважины, расположенные рядом, на абсолютной высоте 100 м над уровнем моря, вскрыли палеогеновые, 90 — меловые, а на 40 м — юрские отложения. Выполнена ложбина озерно-аллювиальными супесями и тонкозернистыми песками, гляциоаллювиальными и флювиогляциальными песками с гравием и галькой.

В районе Речицы на I надпойменной террасе Днепра пройдена скв. 9 (Белое Болото), вскрывшая ложбину, которая является продолжением Белицкой. Бурение остановлено в антропогенных отложениях на глубине 87,8 м (на 32,2 м абсолютной высоты). Днище ложбины выполняют гляциоаллювий мощностью свыше 7 м и серая, грубая, моренная супесь с гравием, галькой и валунами, мощность которой составляет 2,4 м. Возраст морены, по-видимому, березинский (рис. 35). Верхняя часть ложбины занята гляциоаллювиальными, флювиогляциальными и аллювиальными мелко- и тонкозернистыми песками.

Огромным понижением в кровле доантропогенных пород является Дисненско-Полоцкая ложбина ледникового выпихивания и размыва. Она вытянута в субширотном направлении между Браславом и Шарковщицей, южнее Полоцка на Чашники. Ее продолжением к юго-

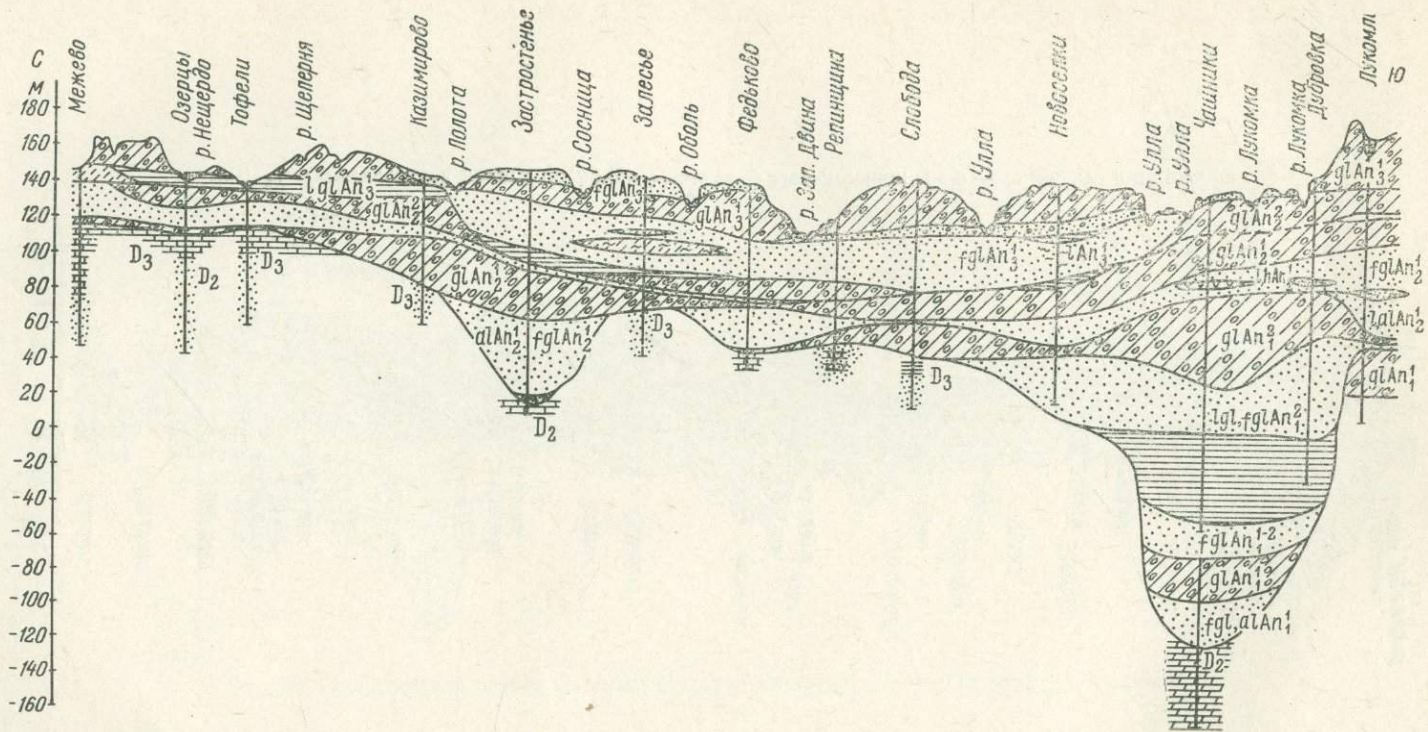


Рис. 36. Геологический разрез по линии Межево — Лукомль: 1 — супесь, 2 — супесь и суглинок валунные, 3 — глина, 4 — песок тонко- и мелкозернистый, 5 — разнозернистый с гравием и галькой, 6 — растительные остатки

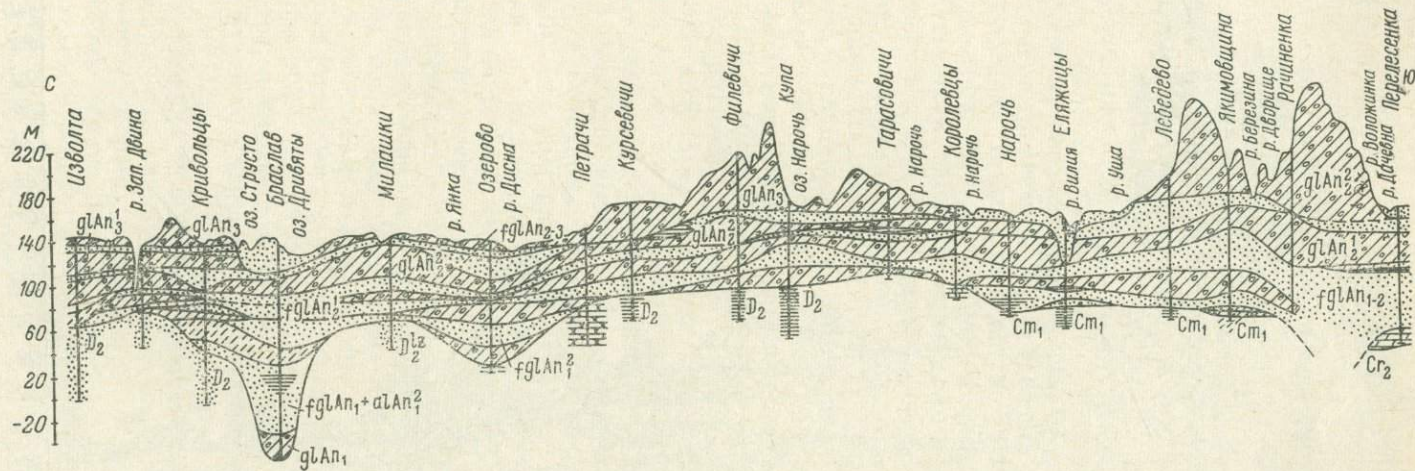


Рис. 37. Геологический разрез по линии Изволта — Перелесенка: 1—6 — те же, что и на рис. 36

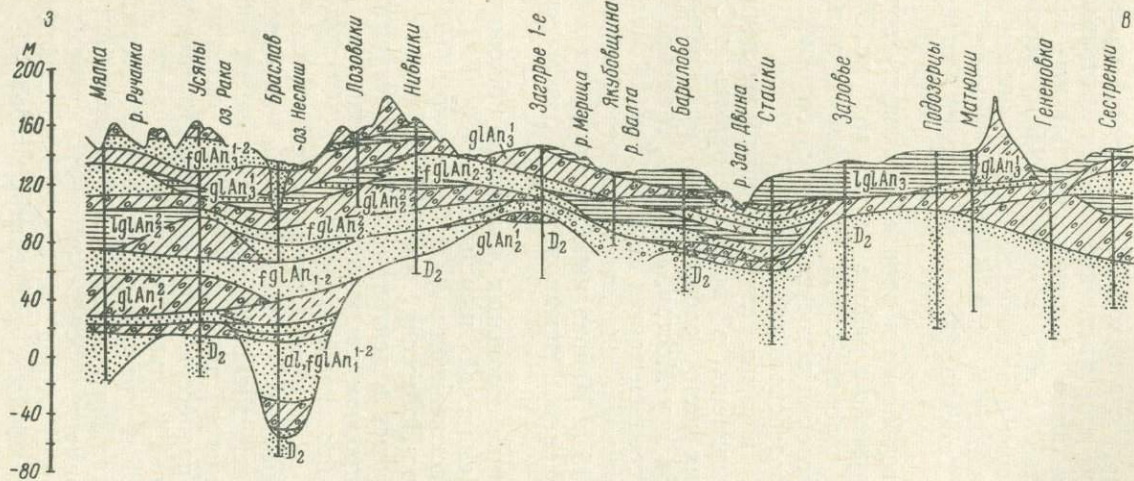


Рис. 38. Геологический разрез по линии Мялка — Сестренки: 1—6 — те же, что и на рис. 36

востоку, по-видимому, является Копыско-Шкловская ложбина. Общая протяженность ложбины свыше 300 км, ширина от нескольких до 50 км. Она состоит из нескольких отдельных ложбин. В ее пределах встречены довольно глубокие депрессии, возникшие в результате экзарационной деятельности ледников (рис. 36). Наибольшая глубина ложбины в районе Чашников (122 м ниже уровня моря). Днище ее выполнено толщей нижеантропогенных песков мощностью 27,7 м. Выше залегает белорусская морена мощностью 22 м, представленная светлорыжевато-коричневым валунным суглинком. На морене расположена мощная толща (свыше 50 м) шоколадно-коричневых ленточных глин. Верхняя часть ложбины выполнена флювиогляциальными осадками, гляциоаллювием (мощность 23,0 м) и мореной (53,5 м) березинского оледенения, а также озерными и аллювиальными осадками александровского межледниковья мощностью свыше 12 м (Цапенко, Махнач, 1966), которые перекрыты московской и поозерской моренами мощностью 40,2 м.

Большое переуглубление в кровле коренных пород (70 м ниже уровня моря) обнаружено в районе Браслава (рис. 37, 38). Его днище также выстилается серовато-бурой моренной супесью белорусского оледенения, выше которой встречены осадки березинского, днепровского, московского и поозерского оледенений.

Многочисленные и самые глубокие ложбины ледникового выпахивания и размыва выявлены в пределах Верхне- и Средне-Неманской депрессий. Днища их часто расположены значительно ниже уровня моря (минус 81—138 м у Мостов, Лесницы, Меловой Горы, Сопочкина и др.). В верхней и средней частях долины Немана ложбины ледникового выпахивания и размыва находятся на отрицательных абсолютных отметках — от 0 до 15 м. Направление этих крупных ложбин в основном унаследовано современным Неманом, но на отдельных участках пересекают водораздел.

Детальное описание отдельных ложбин ледникового выпахивания и размыва Средне-Неманской низины приведено Г. И. Горецким (1958, 1967, 1968), В. И. Пасюкевичем и А. Д. Семенюком (1967).

Обширная Северо-Полесская ложбина в рельефе ложа антропогенных пород выделяется в центральной части территории республики. Она вытянута в широтном направлении. Днище ее расположено на отметках 40—60 м абсолютной высоты.

Таким образом, в настоящее время восстановлены лишь некоторые наиболее характерные черты рельефа ложа антропогенных осадков. Основные структурные элементы доантропогенной поверхности сформировались в процессе продолжительного геологического развития. Кроме эндогенных процессов, влиявших на строение рельефа кристаллического фундамента и других структурных срезов, значительно изменяли доантропогенный рельеф экзогенные процессы, протекавшие в условиях континентального режима на протяжении плиоцен-раннеантропогенного времени. Основные черты современной поверхности ложа антропогенных пород определены воздействием ледниковых покровов (главным образом раннеантропогенных). Эрозионно-денудационный доледниковый рельеф подвергся ледниковой экзарации и размыву, в результате чего созданы сильно расчлененные участки водораздельной равнины, а также глубокие ложбины ледникового выпахивания и размыва. В пределах современной поверхности ложа антропогенных осадков наблюдаются фрагменты древней гидрографической сети.

## ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА БЕЛОРУССИИ В АНТРОПОГЕНЕ

Современный рельеф Белоруссии формировался на протяжении всей геологической истории в тесной взаимосвязи эндогенных и экзогенных факторов, но основные черты его развития в антропогене определены деятельностью покровных оледенений. Для палеогеографии антропогенного периода Белоруссии характерна неоднократная смена ледниковых и межледниковых эпох. Особенности рельефа отдельных крупных этапов развития (ледниковый и межледниковый) отображены в разрезе антропогенной толщи. Детальное изучение антропогенных отложений, стратиграфическое расчленение их с помощью различных методов, и прежде всего палеонтологического, строение и характерные особенности различных генетических типов осадков, выяснение условий залегания, литологического состава, унаследованное развитие отдельных структурно-морфологических срезов и установление их связи с современным рельефом позволяют выявить некоторые основные черты развития рельефа в антропогене.

Ранне- и среднеантропогенные этапы развития рельефа. Достоверных сведений о самых ранних этапах формирования рельефа еще очень мало. Имеющиеся геологические данные не позволяют детально восстановить рельеф плиоцен-раннеантропогенного отрезка времени. В пределах Белоруссии детально описано значительное количество разрезов плиоценовых и нижнеантропогенных отложений (Манькин, 1959, 1966; Цапенко, Махнач, 1959; Махнач, 1961; Дорофеев, Манькин, 1969 и др.). Они широко распространены в Полесье и вскрываются в береговых обрывах правобережья Днепра от Речицы до Лоева (дд. Дворец, Холмеч, Переделки, Страдубка, Крупейки, Щитцы), в долине Сожа и др. Верхнеолигоценовые и неогеновые отложения Белоруссии являются континентальными образованиями, накопившимися в долинах палеорек, на пониженных заболоченных участках суши и в обширных стоячих и проточных водоемах озерного типа. Они представлены песками, часто глинистыми, с растительными остатками и прослоями глин, углей. По данным С. С. Манькина (1966), верхнеолигоценовая и неогеновая гидрографическая сеть наследует (на юге Белоруссии) эрозионные депрессии, образовавшиеся после регрессии верхнемелового моря. В верхнеэоценовое и нижнеолигоценовое время понижения в кровле мела были заполнены морскими песчано-глинистыми отложениями. В последующем, в верхнем олигоцене и неогене, гидрографическая сеть наследует предыдущую и дает основные направления эрозии в раннеантропогенное время.

По мнению многих исследователей (Дементьев, 1948; Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961; Цапенко, 1966; Вознячук, Пузанов, 1971), доледниковый рельеф Белоруссии имеет денудационное и эрозионно-аккумулятивное происхождение. Наиболее возвышенные водораздельные участки приурочены к Восточно-Белорусской равнине и к склонам Украинского кристаллического массива, где максимальные абсолютные отметки достигали 170—180 м, а преобладающие для всей территории составляли 80—100 м. Пониженным (до отметок 20—50 м) был запад и северо-запад. Здесь существовала обширная низина, унаследованная с мелового времени. Судя по врезам ложбин и речных долин (кроме участков ледниково-экзарационных переуглублений), амплитуда высот доледникового рельефа была меньше, чем современной поверхности (соответственно 266 и 306 м). Существовавшие в конце плиоцена и начале антропогенного периода речные долины имели среднюю глубину 40—50 м (Вознячук, Пузанов, 1971). Основной сток,

по-видимому, происходил на северо-запад и запад соответственно общему наклону поверхности.

Хорошо расчлененный рельеф, приподнятость северо-востока, востока и юго-востока определили направление и предельную границу распространения белорусского ледника, а также особенности аккумуляции моренных и водно-ледниковых отложений (Цапенко, 1966). Продвижение ледника и растекание его талых вод происходило по пониженным элементам рельефа, где накапливались толщи флювиогляциальных песков и морены. Возвышенные водораздельные участки чаще всего покрывались маломощным слоем льда, который производил в основном экзарационную деятельность (Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961; Цапенко, 1966). Ледник и водные потоки значительно изменили плиоцен-раннеантропогенный рельеф. Были переуглублены до отрицательных отметок речные долины, эродированы склоны водоразделов, но ледник все же не уничтожил характерные особенности доледникового рельефа, и основные его черты, кроме гляцигенных, выражены также в унаследованности рельефа более древних геоморфологических уровней. После отступления ледника территория Белоруссии представляла собой ледниково-аккумулятивную равнину. По залеганию кровли белорусской морены на отметках 100—130 м (см. рис. 15) и увеличению ее мощности свыше 20 м выделяется зона конечноморенного рельефа, подчеркивающая предельную границу распространения ледника (Иваново, Телеханы, Барановичи, Руденск, Бобруйск, Могилев). В понижениях рельефа и в ложбинах ледникового выпахивания и размыва существовали глубокие озера, в которых образовались мощные толщи озерно-ледниковых и озерно-аллювиальных отложений (в пределах Неманской и Чашникской низин, Браславской, Копыско-Шкловской ложбин и др.).

Некоторые наиболее характерные особенности рельефа *налибокского межледниковья* можно восстановить по гипсометрическому положению кровли белорусской морены, а также по условиям залегания и строению налибокских межледниковых осадков.

По-прежнему наиболее возвышенные участки водораздельного пространства (100—130 м) приурочены к восточной и центральной частям территории республики. Рельеф древних водоразделов ледниково-аккумулятивный. Относительно пониженные (до отметок менее 50 м абсолютной высоты) Средне- и Верхне-Неманская низины, в пределах которых существовали ложбины, озерные котловины, древние долины. Прадолины венедского (налибокского) межледниковья обнаружены и подробно описаны в бассейне Днепра и Сожа, Немана (Горецкий, 1967, 1970). По имеющимся данным можно сделать вывод, что рельеф налибокского межледниковья еще во многом повторяет характерные особенности доледникового рельефа и подтверждает его унаследованное развитие.

Климат этого отрезка времени был умеренно теплым. В период климатического оптимума произрастали хвойные (сосново-еловые) леса с березой, ольхой и незначительной примесью дуба, липы, граба и орешника. В составе флоры встречены такие средиземноморские элементы, как *Pterocarya*, *Juglans*, *Ilex*, *Pinus sect.*, *Strobus*, *Taxus*.

*Березинское* оледенение охватило почти всю территорию республики. Предельная граница его распространения охарактеризована выше. На крайнем юго-западе ледник продвинулся по долине Зап. Буга (Дорофеев, 1969), на юго-востоке — по древней долине Днепра. Анализируя мощности морены и гипсометрическое положение кровли, можно приблизительно наметить несколько зон краевых образований березинского оледенения. Увеличением мощности морены свыше 20 м

(см. рис. 21) выделяется зона конечноморенного рельефа на юго-западе в районе Бреста, а также в пределах современной Белорусской гряды севернее Барановичей, Слуцка и юго-восточнее Могилева. Этот погребенный конечноморенный рельеф явился основанием большинства гряд и возвышенностей Белорусской гряды.

К области предельного распространения ледника примыкают зандровые равнины, сложенные песчано-глинистыми образованиями (Цапенко, 1966). Кровля их наклонена к югу (от 120—135 до 80 м абсолютной высоты). В этом же направлении уменьшается мощность зандровых отложений от 30 м в районе Пинска и северо-восточнее Мозыря до нескольких метров на границе с УССР.

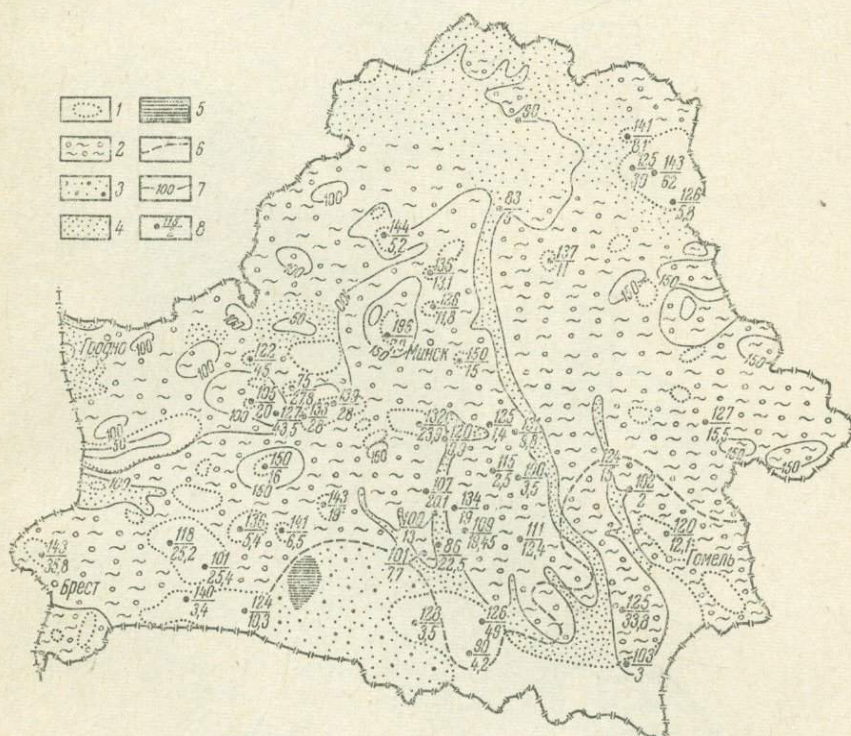


Рис. 39. Литолого-палеогеографическая карта-схема времени лихвинского (александрийского) межледниковья. Составила М. М. Цапенко: 1 — озера, 2 — валунные суглинки и супеси, 3 — пески крупнозернистые, местами с гравием и галькой, 4 — пески мелкозернистые, 5 — глины, 6 — граница березинского (окского) оледенения, 7 — изогипсы, 8 — в числителе — абсолютная отметка, в знаменателе — мощность

При отступании березинского ледника на территории Белоруссии сформировался ледниково-аккумулятивный рельеф. В ряде мест (Полесская низменность, район Брагина, Лоева) существовали большие приледниковые озера, в которых накапливались супеси, суглинки, тонкозернистые пески. Эти отложения вскрыты многочисленными скважинами и обнажены в береговых обрывах долин рек (Горецкий, 1970; Мандер, Кузнецов, Лукашев, Винокуров, 1970).

Рельеф Белоруссии в последующее, *александрийское межледниковье* еще значительно повторяет основные черты ложа антропогенных осадков, главным образом те, которые сочетаются со структурным планом территории. Относительно повышенным по-прежнему остается северо-восток (Восточно-Белорусская равнина) и пониженным —

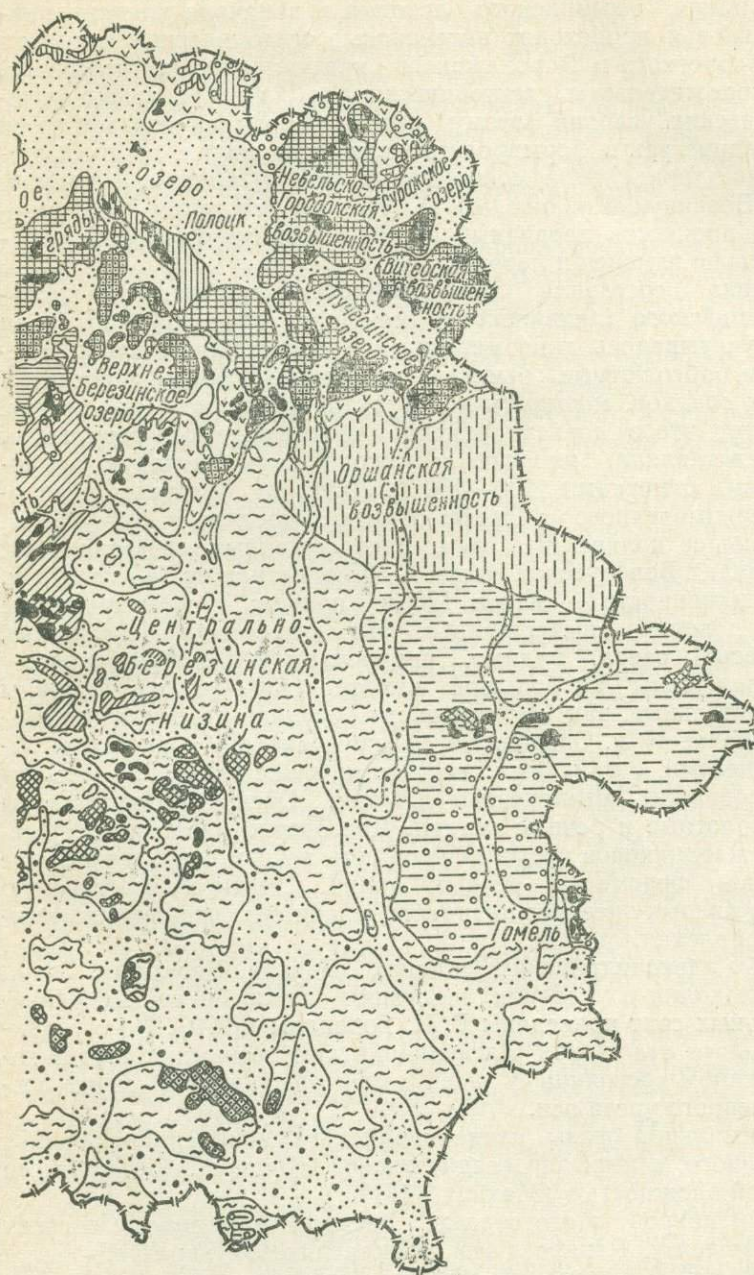
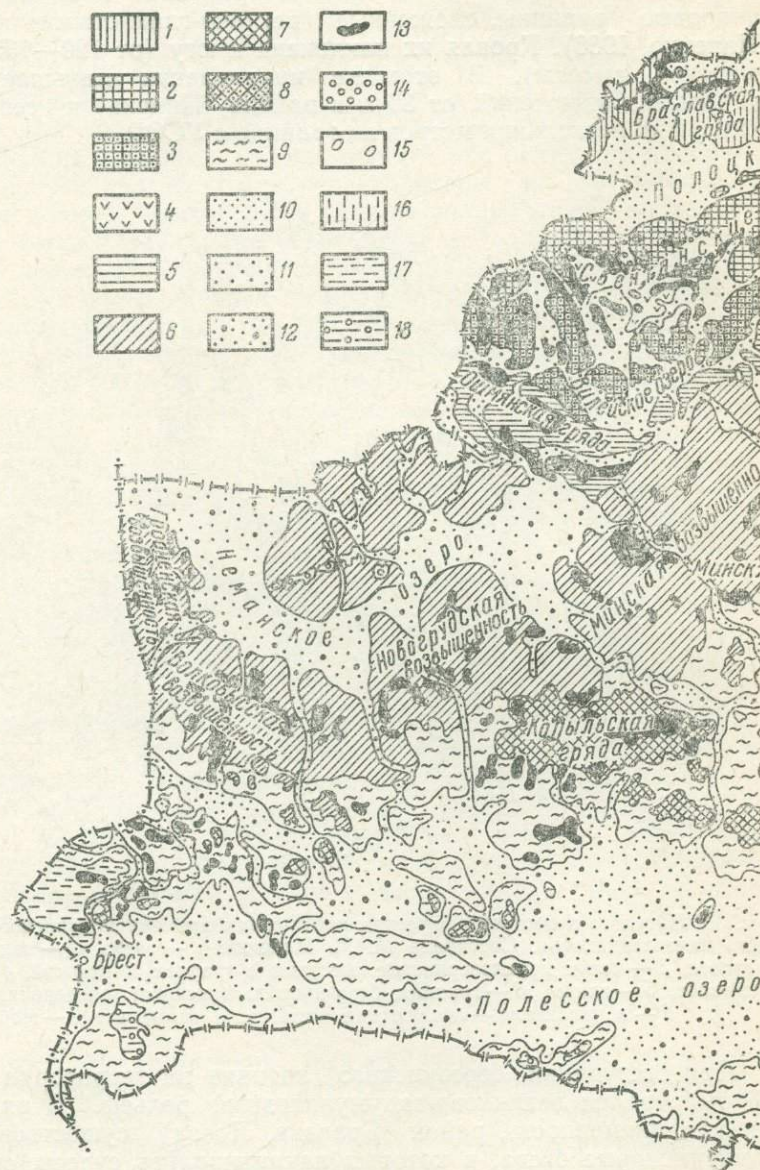


Рис. 40. Карта краевых ледниковых образований и приледниковых озер Белоруссии: браславской стадии, 2 — мядельской, 3 — оршанской, 4 — зандровые равнины; сожского возраста: приледниковые озера и речные долины поозерского возраста: 10 — браславской стадии, 11 — мядельской и браславской, 12 — оршанской, мядельской и браславской; отдельные формы рельефа: 13 — наиболее высокие гряды и холмы, 14 — камовые массивы и холмы, 15 — озовые гряды, 16 — районы распространения лессовидных пород, 17 — моренная равнина сожского возраста, 18 — моренная равнина днепровского возраста

Составили Е. П. Мандер и Е. А. Ильин: краевые образования поозерского возраста: 1 — браславской стадии, 2 — мядельской, 3 — оршанской, 4 — зандровые равнины; сожского возраста: 5 — ошмянской стадии, 6 — минской, 7 — копыльской, 8 — полеской, 9 — браславской стадии, 10 — приледниковые озера и речные долины поозерского возраста, 11 — мядельской и браславской, 12 — оршанской, мядельской и браславской; отдельные формы рельефа: 13 — наиболее высокие гряды и холмы, 14 — камовые массивы и холмы, 15 — озовые гряды, 16 — районы распространения лессовидных пород, 17 — моренная равнина сожского возраста, 18 — моренная равнина днепровского возраста

северо-запад (Неманская, Дисненская, Полоцкая низины). Но уже четко намечаются закономерные изменения, обусловленные перестройкой структурного плана во времени.

После отступления березинского ледника и в начале александрийского межледниковья происходят интенсивные тектонические поднятия в области Белорусского и Воронежского кристаллических массивов. В результате положительных тектонических движений, а также изменения климатических условий этому отрезку времени соответствует энергичное врезание рек и формирование глубоких долин, днища которых расположены ниже уреза современных рек (Цапенко, Шевяков, Мандер, 1961; Вознячук, Пузанов, 1971). Под воздействием эрозионно-денудационных процессов первичный ледниково-аккумулятивный рельеф был значительно изменен и переработан.

М. М. Цапенко составила литолого-палеогеографическую карту-схему александрийского (лихвинского) межледниковья (рис. 39). При ее построении учитывалось гипсометрическое положение кровли березинской морены, абсолютные отметки залегания кровли и подошвы межледниковых осадков, мощность их и литолого-фациальный состав. Из карты следует, что в александрийское межледниковье территория Белоруссии представляла плоскую ледниково-аккумулятивную равнину с абсолютными отметками 100—150 м. Лишь на участках распространения конечноморенного рельефа отметки достигали 150—200 м. Характерно большое количество озер, расположенных на различных высотах: в пределах Белорусской гряды — на отметках от 140 до 200 м, в Полесской низменности — менее 120 м, причем гипсометрическое положение их довольно выдержанное. На юго-западе (Загородье, Брестское Полесье) озера, видимо, приурочены к конечноморенному рельефу и расположены на большой высоте (130—140 м). Глубины озер были значительные, так как мощности осадков составляли 20—30 м, а иногда более 40 м. Озерная толща представлена тонкозернистыми песками, супесями, суглинками, мергелями, реже глинами. Все эти породы часто содержат органические остатки. Очень распространены также озерно-болотные и речные осадки. Достоверно изобразить существующую в межледниковое время речную сеть невозможно, и на карте выделяются лишь фрагменты речных долин. Значительно большую площадь, чем в предыдущее межледниковье, занимает речная сеть юго-восточного направления.

Сведения об александрийских долинах Днепра, Березины, Сожа, Ипути, строении долин в условиях залегания ниже- и верхнекривичских аллювиальных свит приведены Г. И. Горецким (1970). По его данным, аллювиальные отложения александрийских речных долин находятся в погребенном состоянии и русла долин расположены значительно ниже современного уреза рек.

Климат оптимальной фазы александрийского межледниковья был теплее современного, с высокой среднегодовой температурой, теплыми зимами, большой влажностью (Махнач, 1971).

Растительный покров этого отрезка времени по видовому составу ближе к современному. Ранняя фаза межледниковья характеризуется березовыми, а поздняя — еловыми лесами. Значительный удельный вес составляли сосна и пихта. Широколиственные породы (дуб, вяз, липа, граб), примешиваясь к хвойным в период климатического оптимума, образовывали смешанные хвойно-широколиственные леса. Вначале это были сосново-елово-пихтовые со значительной примесью широколиственных пород и лещины, а позже пихтово-грабовые. В оптимальную фазу межледниковья сохранились третичные реликты.

Днепровское оледенение охватило всю территорию Белоруссии. Двигаясь по сильно расчлененному рельефу, ледник переуглубил днища древних речных долин, выпахал и заполнил осадками глубокие понижения предшествующего рельефа. Все крупные ледниково-аккумулятивные формы, выраженные в современном рельефе, образованы в основном днепровским ледником. Так, по высокому гипсометрическому положению кровли днепровской морены (от 150 до более 200 м) и увеличению ее мощности до 40—60 м четко выделяется зона краевой ледниковой аккумуляции в пределах Белорусской гряды (Гродненская, Волковысская, Новогрудская, Минская возвышенности и др.).

После стаивания ледникового покрова Белоруссия превратилась в ледниково-аккумулятивную равнину с конечноморенными грядами, холмисто-моренным рельефом, моренными и водно-ледниковыми равнинами, многочисленными озерами.

Во время *шкловского межледниковья* начался новый врез и формирование гидрографической сети. На водораздельных пространствах существовал ледниково- и водно-аккумулятивный рельеф с отметками, близкими гипсометрическому положению кровли днепровской морены (см. рис. 23).

Наибольшие абсолютные высоты ледниково-аккумулятивного рельефа (180—200 м) приурочены к Минской возвышенности и Оршано-Могилевской равнине. Выделяется Белорусская конечноморенная гряда с отметками более 150 м и максимальным превышением до 200 м. На юго-востоке и юге Белоруссии существуют моренная и флювиогляциальная равнины (125—140 м), на поверхности которых выделяются отдельные гряды и холмы краевых образований (в районе Бреста, Столина, Копыля, Могилева). В пределах Дисненско-Полоцкой, Средне- и Верхне-Неманской, Полесской низин в это время происходит формирование озерных и озерно-аллювиальных равнин с отметками ниже 130 м. Достоверных сведений о существовавшей в период шкловского межледниковья речной сети очень мало. Известны лишь фрагменты прарек Днепровского и Неманского бассейнов, а также отдельные озерные котловины. Наиболее интенсивные тектонические поднятия испытали в период шкловского межледниковья северо-восточная и центральная части Белоруссии, в результате чего происходило формирование Черноморско-Балтийского водораздела и площадное увеличение бассейна рек юго-восточного направления (Днепровско-Припятская система).

По данным Н. А. Махнач (1971), растительность первого климатического оптимума шкловского межледниковья характеризуется континентальностью. Существовали хвойно-широколиственные леса, в которых произрастали *Pinus silvestris*, *Betula verrucosa*, *Quercus robur*, *Ulmus*, *Tilia cordata*, *Alnus corylus*. В период похолодания в лесах почти полностью исчезают широколиственные породы и увеличивается роль сосны (*Pinus silvestris*), ели (*Picea exelsa*), березы (в том числе *Betula nana*). Второй климатический оптимум был более теплым и влажным. В лесах появляется значительное количество граба.

Современный рельеф центральной Белоруссии создан *сожским ледником* и его талыми водами. Более детальная характеристика этого рельефа будет приведена ниже.

Выделяются четыре стадийные зоны отступления сожского ледника: полесская, копыльская, минская, ошмянская (рис. 40). На территории Полесской и Приднепровской низменностей ледниково-аккумулятивный рельеф полесской стадии имеет островной характер, так как он

в основном уничтожен в процессе таяния ледника и в последующее время, а возможно, повсеместно не был распространен (Ильин, Мандер, 1972). Здесь встречены отдельные конечноморенные гряды и холмы, наиболее крупной из которых является Мозырская гряда. Большую площадь занимает водно-ледниковая равнина.

К северу от Полесья и Приднепровской низменности на востоке Белоруссии сохраняется островное размещение краевых форм всех стадий сожского оледенения и преобладает моренная и водно-ледниковая равнины. В западной части расположена серия дугообразно изогнутых, морфологически хорошо выраженных гряд и цепей краевых ледниково-аккумулятивных форм копыльской, минской и ошмянской стадий. К югу от зон конечноморенного рельефа в условиях свободного оттока талых вод формировались зандры, а в замкнутых понижениях существовали обширные озера. Осадки и береговые линии сожских озер изучены еще недостаточно. Полоса зандровых равнин протягивается вдоль северной границы Полесья южнее Белорусской гряды (Полесский зандр). В более поздние фазы сожского оледенения (ошмянская стадия) приледниковые озера существовали в пределах Неманской низины. Уровень этих озер понижался с 200—180 до 150 м и ниже. По сквозным долинам Росси, Нарева, Ясельды, Зельвянки, Шары, Случи происходил, по-видимому, отток вод в Полесскую низменность.

Уровни озерных террас Полесской низменности расположены гипсометрически выше поверхности второй надпойменной террасы Припяти и ее крупных притоков. Переход озерных террас в речные постепенный и не везде морфологически четко выражен.

В зоне сожского оледенения широко распространены гляциодислокации. Они детально описаны Г. И. Горецким (1967, 1970) и др. Чаще всего гляциодислокации приурочены к конечноморенному рельефу, а также встречены на склонах погребенных ложбин в бассейне Днепра, Сожа, Немана и др. Нами изучались многочисленные проявления гляциотектоники в пределах Белорусского Поднепровья у Орши (карьер Пашино), в районе Копыско-Шкловского отрезка долины Днепра, у дд. Борхов Речицкого района, Переделки Лоевского района и др.

В качестве примера приведем описание гляциодислокаций в долине Марьянки — левого притока Днепра. Эти дислокации входят в систему обширной гляциотектонической зоны, распространенной по левобережью Днепра между Шкловом и Копысью. Марьянка врезана в левобережное водораздельное пространство на глубину 20—25 м. Хорошая, почти сплошная обнаженность склонов долины позволила выяснить ее сложное геологическое строение. Верхнюю часть разреза составляют аллювиальные осадки второй надпойменной террасы Днепра, ниже залегает сожская морена красно-бурого цвета и флювиогляциальные пески, а также озерная толща, представленная тонкозернистыми слоистыми песками и светло-серыми алевритами шкловского возраста. В нижней части склонов долины местами встречены флювиогляциальные пески, озерно-ледниковые глины и моренная буровато-коричневая супесь днепровского ледникового комплекса. Вся толща, кроме аллювиальных отложений, сложно дислоцирована. Гляциодислокации выражены в виде нескольких полос, вытянутых параллельно современной и древней долинам Днепра. Они образуют сложные формы — гляциокупола, гляциодиапиры, гляциоскладки, флексуорообразные изгибы, разрывные нарушения. В основном наблюдается суров сожской морены и подстилающих флювиогляциальных песков озерными алевритами и песками, представляющими ядро гляциотектонических форм. Гляцио-

диапир почти симметричной формы обнаружен в 1 км севернее Марьянки, у д. Сапроньки, в левом склоне долины Черницы и др.

В обнажении Борхов Ров Речицкого района описана сложно дислоцированная морена днепровского возраста (см. рис. 12). На юге Белорусского Поднепровья гляциодислокации вызваны днепровским ледником (разрезы Переделки, Бронное и др., рис. 7, 10). Некоторые данные по гляциодислокациям Поднепровья частично опубликованы (Крутоус, Кузнецов, Мандер, 1970; Мандер, Кузнецов, Лукашев, Винокуров, 1970).

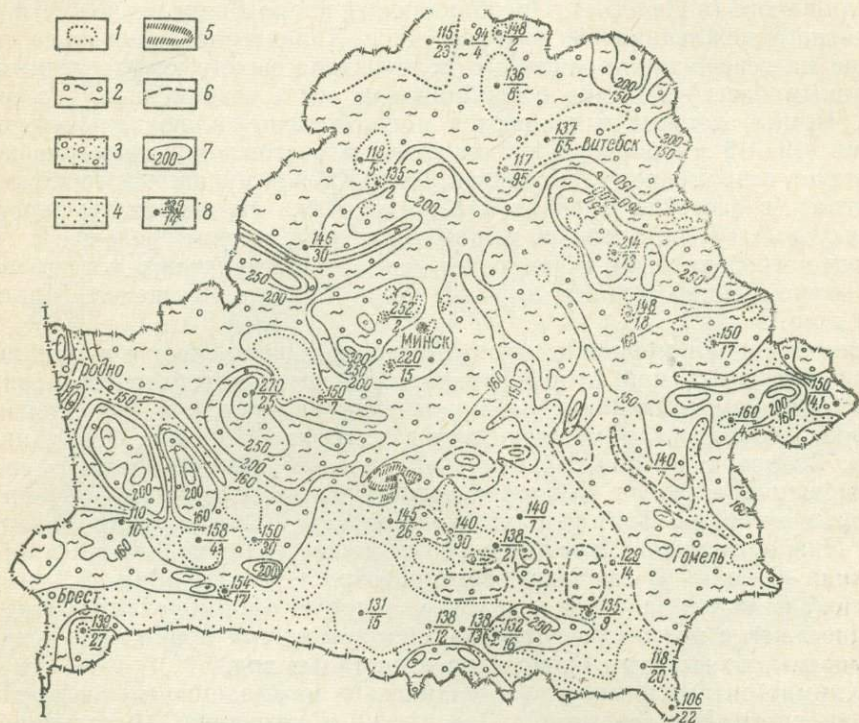


Рис. 41. Литолого-палеогеографическая карта-схема Белоруссии времени муравинского (микулинского) межледниковья. Составила М. М. Цаленко: 1 — озера, 2 — валунные суглинки и супеси, 3 — валунные пески, 4 — пески покровные, озерно-ледниковые, задровые, 5 — лессовидные супеси и суглинки, 6 — границы литологических комплексов, 7 — изогипсы, 8 — абсолютная отметка, мощность

Позднеантропогенный и голоценовый этапы формирования рельефа. Основным этапом формирования рельефа Белоруссии является позднеантропогенный. Выяснение истории развития поозерского оледенения и его деградации — важная проблема палеогеографии и геоморфологии антропогенного периода. Детальное изучение рельефа, созданного в позднем антропогене, позволяет расширить и уточнить имеющиеся сведения об истории более древних оледенений.

В муравинское межледниковье на водораздельных пространствах Белоруссии существовал ледниково-аккумулятивный рельеф с многочисленными озерами и термокарстовыми западинами. Южнее Поозерья, где территория не покрывалась последующим ледником, рельеф во многом был подобен современному.

На литолого-палеогеографической карте-схеме Белоруссии времени первого новоантропогенного (микулинского) межледниковья

(рис. 41) выделены возвышенные (более 200 м) и низменные (от 200 до 100 м и менее) ледниково-аккумулятивные и водно-ледниковые равнины. Наибольшую высоту имела центральная часть республики, соответствующая Белорусской гряде и Оршано-Могилевской равнине. Северная и юго-западная части Белоруссии были относительно пониженными до отметок 130—140 м. Здесь существовали плоские моренные, озерно-ледниковые и озерно-аллювиальные равнины. Гидрографическая сеть муравинского межледниковья во многом подобна современной. Территория Белоруссии представляла собой озерный край. Обширные озера существовали на юге (в Полесье). Преобладающее направление речной сети муравинского межледниковья юго-восточное. Характерно дальнейшее смещение на северо-запад основного водораздела между юго-восточным и западным бассейнами рек и приближение его к современному положению. Речные долины выполняются мощной толщей аллювиальных отложений (10—15 м и более). Глубина вреза тальвегов долин примерно соответствует современному (Вознячук, 1961). Кровля муравинского аллювия залегает (в бассейне Днепра) близко к урезу. Муравинская терраса речных долин Белоруссии не выражена в современном рельефе и является погребенной. Ее строение изучено в ряде пунктов в уступе второй надпойменной террасы крупных рек (Крутоус, Кузнецов, Мандер, 1970 и др.).

Значительная мощность муравинского аллювия, обилие в нем линз старичных отложений, оторфованность его верхних горизонтов свидетельствуют о преобладании тектонического опускания и ослаблении в период муравинского межледниковья глубинной эрозии. По данным Л. Н. Вознячука (1961), муравинский аллювий слагает среднюю свиту погребенного аллювия, выполняющего глубокие долины, с заложением которых началось формирование современной долинной сети Белоруссии. Нижняя аллювиальная свита этих долин имеет позднесоюзский, а верхняя — ранне- и среднепоозерский возраст. Таким образом, муравинский аллювий залегает в долинах, которые сформировались еще в позднесоюзское время, унаследовав многочисленные понижения в кровле морены, по которым происходил сток талых вод.

Климат оптимальных фаз муравинского межледниковья был теплее современного. Вся территория Белоруссии покрывалась богатыми по составу смешанными хвойно-широколиственными лесами. В начальную фазу межледниковья существовали смешанные березово-сосновые леса с примесью ели (Махнач, 1971). Они впоследствии сменились сосновыми лесами с березой, позже появились широколиственные породы (дуб с вязом, липа, граб). Первый климатический оптимум характеризуется дубовыми или дубово-вязовыми лесами с орешником, липовыми и грабовыми лесами. Во второй половине межледниковья широколиственные леса сменяются еловыми и елово-грабовыми, которые уступают место хвойным (сосновым) лесам, в составе которых вновь появляется дуб, вяз, липа, граб и лещина. К концу межледниковья в связи с похолоданием существуют березово-сосновые леса.

*Поозерский ледник* покрывал только северную часть Белоруссии — современное Поозерье. В период наступания ледника до предельной границы его максимального продвижения в перигляциальных условиях шло преобразование рельефа, созданного союзским ледником, и формировался новый. Здесь протекали процессы морозного выветривания, солифлюкции, плоскостного смыва, приведшие к значительному преобразованию существовавшего рельефа. По данным Л. Н. Вознячука и др. (1969), на период продвижения поозерского ледника на территорию республики приходится более 4/5 времени оледенения (не менее

60 тыс. лет), продолжительность пребывания ледникового покрова в Белоруссии составляет 9—10 тыс. лет (примерно от 23 до 14 тыс. лет).

В ранневалдайскую стадию ледниковый покров продвинулся до границы стадии Сальпаусселькя, в средневалдайскую край его достиг, видимо, северных границ Белоруссии.

В отрезок времени между средне- и нововалдайскими стадиями в речных долинах Белорусского Поозерья формируются осадки усвячской свиты, представленные лессовидными суглинками и супесями, алевролитами (Вознячук и др., 1969, 1971). Это аллювий погребенной терра-

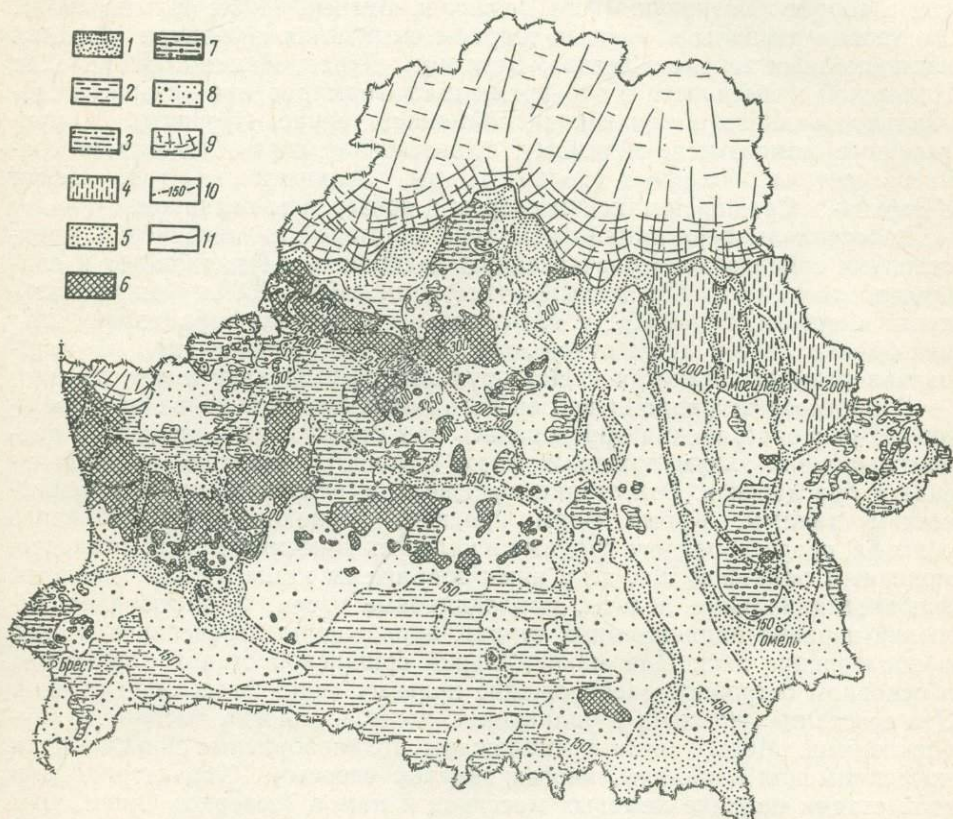


Рис. 42. Палеогеоморфологическая карта-схема времени поозерского оледенения: рельеф поозерского возраста: 1 — зандровая равнина, 2 — озерно-ледниковая равнина, 3 — озерно-аллювиальная равнина, 4 — платообразная лессовая равнина, 5 — долины крупных рек — ложбины стока талых ледниковых вод; ледниково-аккумулятивный и водно-ледниковый рельеф сожского возраста, переработанный в перигляциальных условиях поозерского оледенения: 6 — конечноморенный эрозивно-денудационный рельеф, 7 — вторичная моренная равнина, 8 — вторичная флювиогляциальная (зандровая) равнина, 9 — территория, покрытая льдом, 10 — изогипсы рельефа, 11 — граница оледенения

сы, залегающий под мореной максимальной стадии поозерского оледенения. Усвятская терраса является аналогом верхней (II надпойменной) террасы бассейна Днепра и Немана. Возраст этой террасы подтвержден данными спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродными датировками.

На палеогеоморфологической карте-схеме времени поозерского (валдайского) оледенения (рис. 42) сделана попытка восстановить рельеф и выявить основные рельефообразующие факторы этого време-

ни. В пределах водораздельных пространств существовал рельеф, который по строению, относительным и абсолютным высотам очень близок к современному. У края ледника в условиях свободного стока талых вод накапливались водно-ледниковые песчаные образования (полосы зандров). Ширина их достигает на отдельных участках до 50 км (Нарочано-Вилейский, Верхне-Березинский, Средне-Неманский и др.). В условиях затрудненного оттока вод в максимальную стадию, а также при отступании ледника существовала система крупных озерных водоемов: Верхне- и Средне-Неманского, Дисненско-Полоцкого, Суражского, Лучесинского. На бортах озерных котловин выявлена система террас (Вознячук, 1965; Вознячук, Вагнер, 1966; Ильин, 1967). Зандровые равнины и озерные террасы смыкаются с уровнем верхних надпойменных террас Днепра, Березины, Друти, Немана. В пределах Полесской низменности в это время шло формирование озерно-аллювиальной равнины и верхней надпойменной террасы Припяти. В определенные моменты, по-видимому, существовала связь Полесского озера по системе проходных долин Щары, Зельвянки, Случи, Птичи с Верхне- и Средне-Неманским озером и поозерским ледником.

Водоразделы перигляциальной зоны поозерского оледенения представляли собой сильно расчлененную ледниково-денудационную и зандровую равнины с абсолютными отметками свыше 150 м и максимальными высотами более 300 м. На отдельных участках территории шло накопление лессовидных отложений (Оршано-Могилевская платообразная равнина, Минская и Новогрудская возвышенности и т. д.).

В процессе деградации поозерского ледникового покрова на площади его распространения образовались три стадийные полосы краевых ледниково-аккумулятивных форм (рис. 40): оршанская, мядельская и brasлавская. Эти стадии выделены в основном по морфологическим данным. Кроме форм краевого ледниково-аккумулятивного рельефа, представленного грядами и холмами конечных морен, холмисто-моренным рельефом и т. д., с ними сопряжены камы и озы, зандры, флювиогляциальные дельты, приледниковые озера, формировался аллювий верхних надпойменных террас, происходило перевывание песков и образование дюн. Для максимальной оршанской стадии характерно в основном островное расположение краевых ледниковых образований. Это сочетание округлых и удлиненных холмов, иногда высоких и крутосклонных. Между ними расположены долинообразные понижения и котловины или западины, иногда занятые озерами. Характерно для этой стадии наличие камовых массивов и камов (севернее Орши, южнее оз. Селява, у Лукомльского озера, вдоль края Лидской моренной равнины). К этой стадии приурочены зандры по Оршице, Бобру, Шоше, Березине, Сервечи, Верхне-Неманский зандр, а также приледниковые озера — Верхне-Неманское и др. С зандрами и озерными уровнями увязывается верхняя надпойменная терраса рек бассейна Днепра и Немана.

Краевые образования мядельской стадии — самые грандиозные конечные морены Белоруссии. Они характеризуются грядово-холмистым котловинным рельефом, а также значительным распространением камов и озв. Этой стадии соответствуют зандры (Нарочанский) и приледниковые озера (Нарочано-Вилейское, Лукомльское, Лучесинское, Лепельское).

Краевые образования brasлавской стадии представлены камовыми массивами и отдельными грядами. Рельеф имеет свежий облик, характерно наличие многочисленных озер и термокарстовых западин. К brasлавской стадии относится существование огромных озерно-леднико-

вых водоемов — Суражского, Дисненско-Полоцкого, Чашникского. К их уровню привязаны верхние террасы Западной Двины, Вилии, Немана.

На протяжении поозерского позднеледниковья и в раннем голоцене были значительно развиты процессы термокарста, образовались многочисленные озера, в долинах рек Поозерья сформировались надпойменные террасы, а в бассейне Днепра закончилось образование I надпойменной террасы и врезание до уровня поймы (Вознячук и др., 1969). Происходит интенсивное переувлажнение и формирование золотого рельефа.

Климат этого отрезка времени вначале был континентальный, довольно прохладный. Произрастали березовые, сосново-березовые, а позже сосновые и смешанные хвойно-широколиственные леса с участием вяза, липы, дуба с лещиной в подлеске.

В среднем голоцене (атлантическое время) в период оптимума климат становится теплым и влажным. Существуют хвойно-широколиственные леса (ель, дуб, липа, вяз, клен, сосна и береза). В озерах накапливается органическое вещество, происходит превращение их в торфяники. В результате тектонического поднятия и увеличения влажности климата в бассейне Днепра, Припяти, Немана и других крупных реках происходит формирование высокой поймы. В позднем голоцене (субатлантический период) климатические условия ухудшаются. В составе лесов сокращается участие широколиственных пород и увеличивается количество сосны, березы, осины. В речных долинах формируется пойма низкого уровня. В голоцене в пределах водоразделов протекают эрозионно-денудационные процессы, формируется овражно-балочная сеть. Продолжается образование золотого рельефа. Территория Белоруссии приобретает современный облик.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА БЕЛОРУССИИ

Характерные особенности современного рельефа Белоруссии отображены на геоморфологической карте (рис. 43), составленной в результате обобщения всех имеющихся картографических материалов геологических съемок, геоморфологических данных и личных исследований автора. На ней выделены основные генетические типы и формы рельефа, классификация которых произведена по общности морфологии, происхождения, возраста и характерных черт формирования территории.

По признаку преобладающего рельефообразующего фактора выделяются крупные геоморфологические области: 1) северная (Белорусское Поозерье) — территория свежего ледниково-аккумулятивного и водно-аккумулятивного рельефа, возникшего главным образом в результате деградации поозерского ледника, и 2) центральная и южная — область эрозионно-денудационного рельефа, созданного в результате ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции сожского ледника и значительно переработанного в последующее время.

Ледниковый рельеф Белоруссии характеризуется зональностью, отражающей стадии отступления сожского и поозерского ледников. Это комплексы краевого ледникового рельефа с соответствующими ему конечноморенным поясом, зандрами, озерно-ледниковыми равнинами, формами рельефа, созданными в перигляциальных условиях.

### РЕЛЬЕФ ОБЛАСТИ ПООЗЕРСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

В пределах Белорусского Поозерья развит свежий ледниковый рельеф с хорошо сохранившимися грядами конечных морен, крупными и мелкими моренными холмами, озами и камами, обширными озерно-ледниковыми равнинами и зандрами. Это слабо затронутый воздействием процессов эрозии и денудации рельеф с бесчисленным количеством озер и бессточных западин разнообразной формы и размеров. Часто озера и западины оконтурены четко выраженными уступами в 1—2 м и изолированы невысокими и узкими выпуклыми перемычками. Гидрографическая сеть имеет здесь облик очень молодой. Иногда речные долины наследуют ложбины стока талых ледниковых вод. Склоны холмов, гряд и долин в Поозерье крутые, часто выпуклые. Наибольшие площади занимает аккумулятивный рельеф краевой зоны оледенения, представленный грядами и холмами конечных морен, участками холмисто-моренной равнины, незначительными площадями волнистой моренной равнины.

Грядово-холмистый и холмисто-моренный рельеф зоны краевой аккумуляции поозерского оледенения прослежен широкой полосой по

внешнему краю Поозерья и значительно распространен в окрестностях Браслава, Освеи, у оз. Нещедро и др. Внешняя зона краевых образований выражена на различных участках неодинаково. Наиболее четко грядово-холмистый рельеф выражен в пределах Свенцянских гряд, на Оршано-Витебской возвышенности, севернее Лепеля, в районе оз. Жеринское, у Сенно, Браслава, Освеи, между Чашниками и Чареей и др.

Наиболее крупными конечноморенными грядами в Поозерье являются Свенцянские (мядельская стадия). Они начинаются за пределами республики в районе оз. Дисна и Свенцян и, протягиваясь в восточном направлении, состоят из системы отдельных гряд: Свирской, Константиновской, Южно- и Северо-Нарочанской, Лукомльской и др. К западу от Ушачей они круто поворачивают на юго-восток к Лепелю. Протяженность гряд около 150 км, ширина от нескольких до 30 км. Преобладающие абсолютные отметки поверхности 180—220 м, а над пониженными участками они приподняты на 20—50 м. Рельеф представлен чередованием удлиненных гряд и холмов, соединяющихся своими основаниями и образующих цепи. Форма холмов округлая, реже продолговатая, вершины выпуклые. Участками (севернее оз. Нарочь) гряды составляют валы протяженностью от 0,5 до 3 км, их относительная высота 10—20 м. В поперечном профиле конечноморенные гряды часто асимметричные, с более крутым проксимальным склоном. Холмы и мелкие гряды разделяются между собой озерными котловинами, ложбинами стока талых ледниковых вод, небольшими блюдцеобразными западинами термокарстового происхождения. Сложена гряда песчано-галечным материалом с валунами, а также валунными суглинками и супесями.

Оршанско-Витебская возвышенность достигает 300 м над уровнем моря. Ее повышенное гипсометрическое положение определяется наличием выступа девонских пород. Над Чашникской и Суражской низинами возвышенность поднимается на 110—140 м, а над Оршано-Могилевской платообразной равниной — на 40—50 м. Поверхность Оршано-Витебской возвышенности всхолмленная. Холмистый рельеф чередуется здесь с выровненными участками. Вся местность расчленена многочисленными ложбинами и западинами. Часто встречаются озера.

Своеобразной по строению и значительной по размерам является Браславская гряда (браславская стадия). Она вытянута в субширотном направлении и прослеживается северо-восточнее оз. Дрисвяты к оз. Дривяты, на Браслав и далее на восток к Слободке. Максимальная ширина в районе оз. Струсто, Снуды, Плюссы достигает 10—13 км, преобладающая — 4—5 км. Относительные превышения вершин холмов над их основанием от 15 до 35 м. Основной вид гряды представляют увалы субширотного простираия. На склонах гряды встречены камы, а также множество озер и замкнутых западин.

Краевой грядово-холмистый рельеф развит значительными площадями вблизи Уллы, Холопеничей (у оз. Жеринское), в районе Сенно, а также в пределах Невельской гряды, Витебской и Городокской возвышенностей.

Рельеф основной морены представлен холмисто-моренными участками и волнистыми моренными равнинами. Он окаймляет с внутренней стороны крупные гряды краевых ледниковых форм. Обширные площади распространены к югу от Браславской гряды (к востоку от оз. Дрисвяты к г. п. Миоры), вдоль Свенцянских гряд в районе населенных пунктов Постава, Воропаево, Глубокое, Подсвилье, Прозорки и др. Колебание относительных высот около 5 м, отдельные холмы в пределах холмисто-моренной равнины имеют высоту 10—15 м. Поверхность рав-

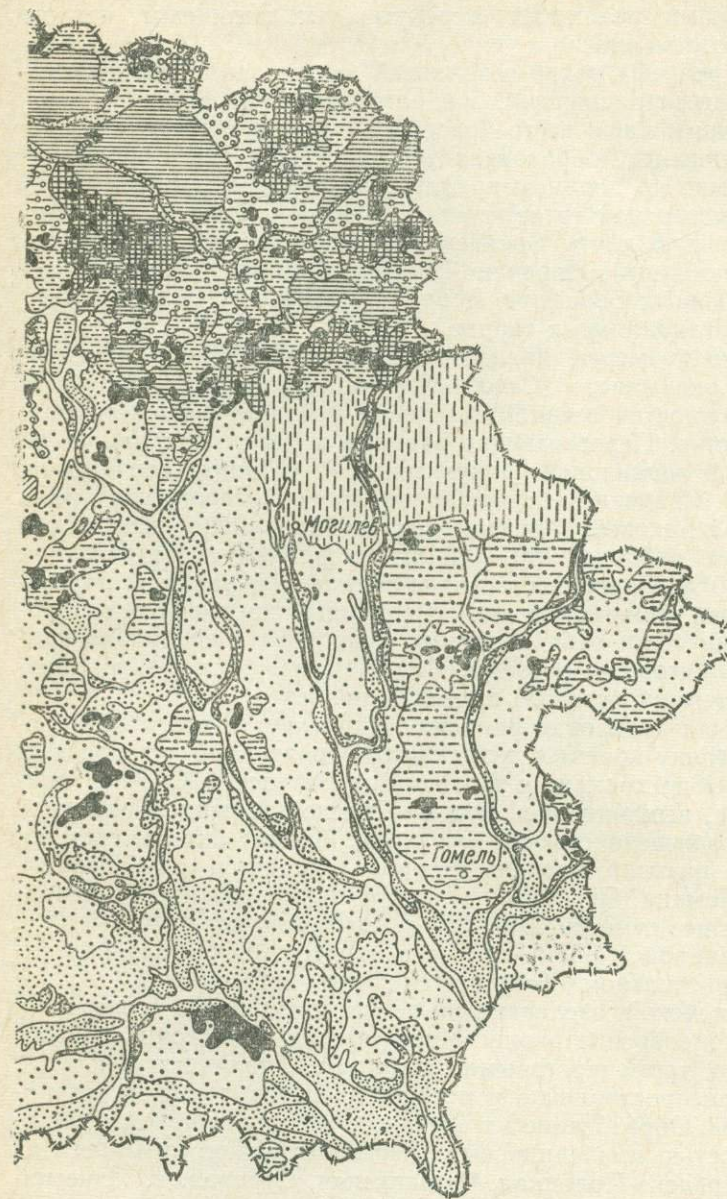
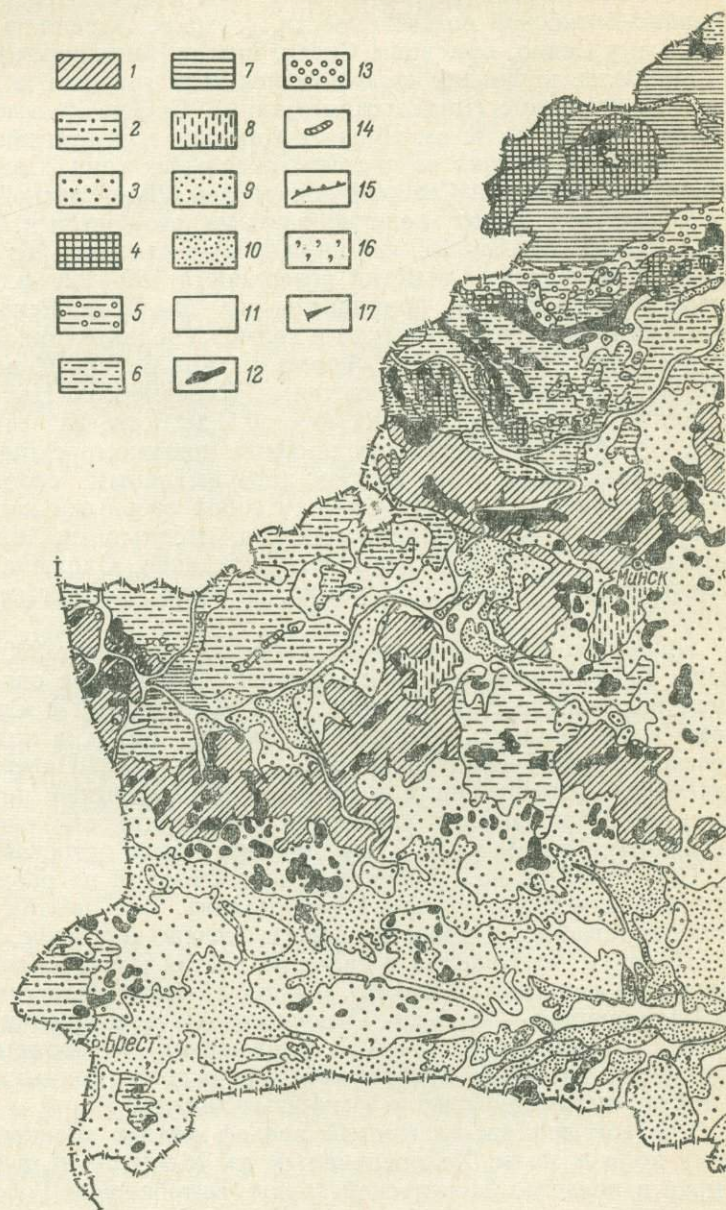


Рис. 43. Геоморфологическая карта Белоруссии: эрозивно-денудационный ледниково-холмисто-увалистый рельеф зоны краевой аккумуляции, 2 — пологоложбинная вторичная равнина; ледниково-аккумулятивный и водно-ледниковый рельеф области поозерского ледяни, 5 — пологоволнистая моренная равнина, 6 — холмисто-волнистая зандровая равнинная; речные долины: 9 — вторая надпойменная терраса и террасовые участки заболоченной низины, 12 — отдельные холмы и гряды конечных морен, 13 — равнин, 16 — эоловые формы

аккумулятивный рельеф области сожского оледенения: 1 — эрозивно-денудационный моренная равнина, 3 — волнисто-ложбинная вторичная флювиогляциальная (зандровая) оледенения: 4 — грядово-холмистый и холмист-моренный рельеф зоны краевой аккумуляции, 7 — плоская и пологоволнистая озерно-ледниковая равнина, 8 — платообразная уровни озерно-аллювиальной равнины, 10 — первая надпойменная терраса, 11 — пойма камовые массивы и холмы, 14 — озы, 15 — абрадируемые склоны озерно-ледниковых рельефа, 17 — овраги и балки

нины пологоволнистая и волнистая, очень слабо изменена эрозийными процессами, но расчленена густой сетью ложбин стока талых ледниковых вод, многочисленными бессточными термокарстовыми западинами и большим количеством озер. Сложена равнина грубыми валунными супесями и суглинками, участками перекрыта маломощным чехлом водно-ледниковых отложений.

Типы и формы рельефа водно-ледниковой аккумуляции представлены озерно-ледниковыми равнинами, зандрами, камами, озами.

Зандровые равнины чаще всего расположены с внешней стороны гряд краевых ледниковых образований, замещаясь к югу озерно-ледниковыми равнинами. По долинам крупных рек озерные террасы сопряжены с уровнем верхней (второй надпойменной) террасы. Зандры занимают значительную часть Средне-Неманской низины (Августовскую и Гродненскую пуши), Нарочано-Вилейскую низину, а также распространены в верховьях Березины, Бобра, Оршицы, где они смыкаются с уровнями перигляциальных террас.

Значительной по размерам является Нарочано-Вилейская зандровая равнина. Она окаймляет Северо-Нарочанскую конечноморенную гряду и к югу замещается озерно-ледниковой низиной, распространенной в бассейне Вилии. Пересекающие равнину в различных направлениях гряды краевой ледниковой аккумуляции (Южно-Нарочанская, Константиновская, Свирская) способствовали формированию ряда крупных озерно-ледниковых водоемов. Преобладающие абсолютные высоты поверхности равнины 150—175 м, относительные превышения составляют 3,0—4,0 м. Поверхность водно-ледниковой равнины пологоволнистая и плоская, реже холмистая. Равнинный характер поверхности осложнен замкнутыми заболоченными участками с сохранившимися небольшими реликтивными озерами. Часто встречаются блюдцеобразные западины термокарстового происхождения.

Средне-Неманская зандровая равнина окаймляет с юга и юго-востока Балтийскую гряду краевых ледниковых образований и в пределы Белоруссии заходит по границе с Польшей и Литовской ССР по правобережью Немана, выклиниваясь между Лидской моренной равниной и Гродненской возвышенностью. К югу (г. п. Лунна) она замещается озерно-ледниковой низиной, уровень которой сливается с аллювиальными террасами Немана. Поверхность зандра наклонена к югу. Преобладающие абсолютные отметки 110—120 м, самые низкие — 100—110 м. Северная часть зандровой равнины имеет волнисто-бугристую поверхность и сложена в основном песчано-галечным материалом, южнее становится более плоской, а слагающий ее материал более тонким и сортированным. Однообразие равнины нарушается многочисленными песчаными дюнами, термокарстовыми западинами, долинами рек.

Значительное распространение в пределах Поозерья имеют озерно-ледниковые низины. Образование их связано с аккумулятивной и абразионной деятельностью приледниковых озер. Наиболее крупными из них являются Дисненско-Полоцкая, Чашникская, Суражская, Лучесинская, Вилейская, Средне-Неманская и др.

Дисненско-Полоцкая низина расположена в широтном направлении почти на 100 и на 75 км вытянута с севера на юг. По ее поверхности протекают Западная Двина и Дисна. С севера, востока и юга озерно-ледниковая низина обрамлена Браславской, Освейской и Свенцянскими грядами конечных морен и Невельско-Городокской возвышенностью. Преобладающие абсолютные отметки ее днища 130—140 м, отдельные краевые ее части и моренные останцы достигают 160—190 м над уровнем моря. Поверхность низины плоская, местами волнистая, большие

участки заболочены и заторфованы. Широко распространены эоловые холмы и гряды, достигающие 20 м относительной высоты. Встречается большое количество остаточных озер (Свино, Червятка, Межно, Илово и др.), множество староречий и сквозных долин, образовавшихся в результате блуждания русел в период формирования гидросети.

Крупный участок озерно-ледниковых низин расположен по долине Западной Двины и ее притоков Усвячи и Каспли. Он протягивается на 45 км к северо-востоку от границы с РСФСР. Преобладающие абсолютные высоты поверхности 150—160 м. Менее значительные по площади участки озерно-ледниковых низин встречаются по Лучесе, севернее Лепеля, южнее Ушачей и др.

Характерным для озерно-ледниковых низин является наличие нескольких (2—3) террасовых уровней (Ильин, 1967). Сложены озерно-ледниковые низины в основном ленточными глинами и алевролитами шоколадного цвета, в прибрежной зоне водоемов отлагались тонко- и мелкозернистые пески и гравийно-галечный материал. На склонах озер образовались плоские абразионные площадки, усеянные валунно-галечным материалом.

Особенно часто в Поозерье встречаются озы и камы. Территориальное размещение камов имеет непосредственную связь с зоной краевой аккумуляции. Значительные площади камов приурочены к внешнему и внутреннему краю Свенцянских гряд. В виде цепочки камы прослеживаются вдоль северо-восточного и юго-западного склона Свирской гряды, за внешним краем Северо-Нарочанской гряды между оз. Мястро и Баторин. Камовый массив протяженностью около 18 км расположен у г. п. Воропаево. Большие площади камов распространены на северо-восточном склоне Полоцкой озерно-ледниковой низины.

Это группы куполообразных холмов округлой или овальной формы высотой до 30 м. Отдельные камовые холмы иногда сливаются своими основаниями и образуют гряды и увалы. Камовые гряды и камы разделяются между собой многочисленными котловинами и западинами, к которым приурочены озера. Иногда озера вытянуты в виде цепочки.

Сложены камы в основном слоистыми песками, реже ленточными глинами. Часто в их строении принимают участие грубые косослоистые пески.

В Поозерье насчитывается более сотни озов. Они встречаются по днищам и склонам ледниково-эрозионных долин и ложбин стока талых ледниковых вод. Озы чаще всего имеют ряд узких валообразных, извилистых гряд с плоским волнистым гребнем и крутыми симметричными склонами (до 25—30°). Высота их над основанием 10—20 м, ширина 100—200 м, длина от 0,5 до нескольких километров. Наиболее крупные озы имеют длину до 10—15 км (у г. п. Свирь, на Свенцянских грядах, в Полоцкой и Чашникской низинах). Сложены они грубозернистыми слоистыми песками, гравием, галькой и валунами, иногда их поверхность перекрыта слоем моренной супеси.

В рельефе Поозерья встречаются глубокие, неширокие, крутосклонные ложбины стока талых ледниковых вод, в которых размещены озера, часто вытянутые в виде цепочки, а также унаследованы современной речной сетью. Они в основном примыкают к зоне конечных морен. Их образование предопределено, по-видимому, муравинской речной сетью; впоследствии они были переуглублены ледником и являлись ложбинами стока талых ледниковых вод. В их пониженных частях сформировались озера, часто продолговатой формы и протяженностью на несколько километров. Они мало затронуты процессами эрозии и сохранили свой первоначальный облик.

В пределах конечноморенного рельефа, моренных и водно-ледниковых равнин часто располагаются западины и котловины термокарстового происхождения. Образование их связано с вытаяванием глыб льда, погребенных в толще ледниковых и флювиогляциальных осадков. Выделяются мелкие западины округлой формы и крупные котловины, занятые обычно озерами. Мелкие термокарстовые западины имеют в поперечнике 10—500 м. Днища их плоские или вогнутые. Глубина колеблется от 1—2 до 5 м. Поверхность термокарстовых западин заболочена и заторфована, иногда занята небольшими озерами.

Как указывалось выше, для Белорусского Поозерья характерно большое количество озер. Их образование обязано деятельности ледниковой аккумуляции и эрозии, деятельности водно-ледниковых потоков и термокарстовым явлениям. О. Ф. Якушко (1971) выделяет пять типов ледниковых озерных котловин:

I тип — подпрудные котловины — образованы подпруживанием ледниковых вод моренными возвышенностями. Наиболее крупные котловины расположены в краевой зоне ледника, небольшие — на моренных равнинах. К такого типа котловинам относятся оз. Нарочь, Мясстро, Дривяты, Мядель, Лукомльское, Освейское.

II тип — ложбинные котловины — приурочены к проксимальной части ледниковых языков и являются признаком их активного движения. Ложбинные впадины вытянуты в направлении движения ледника (оз. Долгое, Лесковское, Сарро, Сенненская группа озер, Свирское и др.).

III тип — эрозионные котловины — часто встречаются вблизи внутренней стороны конечных морен и в зоне основной морены. Озера этого типа имеют значительную (20—30 м) глубину и котлообразную форму. Наиболее известными являются оз. Рудаково, Воронец, Большое и Малое Камайские, Светлое и др.

IV тип — сложные ледниковые котловины, формирующиеся при участии процессов эрозии, термокарста, эвразии и др. К их числу можно отнести Лепельское, Отолово, Кривое, Потех и другие озера.

V тип — термокарстовые котловины. Озера этого типа мелководные, округлых или лопастных очертаний. Чаще всего они встречаются в зоне основной морены.

#### РЕЛЬЕФ ОБЛАСТИ СОЖСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Южнее зоны распространения поозерского оледенения развит сильно денудированный ледниковый рельеф, сформировавшийся в пределах крупных ледниково-аккумулятивных возвышенностей, водно-ледниковых и озерно-аллювиальных равнин. Этот рельеф создан сожским ледником в период его деградации, но в значительной степени уже утратил свой первоначальный облик и впоследствии был значительно переработан и изменен эрозионно-денудационными процессами в муравинское межледниковье, в перигляциальных условиях поозерского оледенения и в голоцене. Некоторые формы рельефа (озерно-аллювиальные равнины, террасы рек) созданы в поозерское время.

Основное отличие рельефа южной области заключается в том, что здесь почти полностью отсутствуют первичные формы краевой аккумуляции (конечные морены и холмисто-моренный рельеф). Ледниково-аккумулятивное происхождение имеют только крупные возвышенности. Мелкие аккумулятивные формы (конечноморенные гряды и холмы, озы, камы, ложбины и западины) настолько переработаны процессами эрозии и денудации, что установить их первоначальный облик по геоморфологическим данным почти невозможно.

Замкнутые бессточные углубления и озера встречаются также редко. В настоящее время они выполнены муравинскими, поозерскими перигляциальными и голоценовыми образованиями. Особенно сильно преобразованы придолинные участки водораздельных пространств. Здесь развит овражно-балочный рельеф.

Рельеф сожского возраста, как и поозерский, представлен отдельными, сменяющими друг друга зонами — стадиями отступления ледника.

Краевые формы полесской стадии расположены на огромной территории Полесской и Приднепровской низменностей. Наиболее крупной конечноморенной грядой этой стадии является Мозырская. Она расположена на правом берегу Припяти и протягивается от Мозыря в юго-восточном направлении до д. Барбарово. Высота ее над уровнем реки достигает 94 м. Склон гряды, обращенный к Припяти, крутой, расчленен многочисленными оврагами до 40 м глубины. На левобережье Припяти, юго-восточнее Мозыря, расположена Юровичская возвышенность высотой до 170 м. К долине реки возвышенность обрывается крутым уступом высотой до 40 м, прорезанным оврагами.

Наиболее полно представлен эрозионно-денудационный рельеф зоны краевой аккумуляции минской стадии в пределах Белорусской гряды. Он сформировался на крупных ледниково-аккумулятивных массивах Гродненской, Слонимской, Новогрудской, Минской возвышенностей, возникших в результате нагромождения собственно ледниковых и водно-ледниковых образований мощностью до 300 м. Мелкие формы ледниковой аккумуляции — отдельные гряды и холмы конечных морен, камы, озы, термокарстовые западины, озера и ложбины стока талых ледниковых вод здесь почти отсутствуют.

Ледниково-аккумулятивное происхождение имеют лишь крупные формы рельефа — возвышенности и сохранившиеся в виде останцов отдельные холмы и гряды. Приведем характеристику наиболее крупных возвышенностей Белорусской гряды.

Гродненская возвышенность расположена в западной части Белорусской гряды. Грядово-холмистый рельеф в ее пределах лучше всего выражен у дд. Коптевка, Жиличи, Путришки, Рубановичи.

Высота холмов достигает здесь 20—30 м. Наивысшая (277,0 м над уровнем моря) точка рельефа находится вблизи д. Коптевка. Поверхность холмов усеяна большим количеством валунов. В северо-восточной части возвышенность глубоко расчленена долиной Немана и открывающимися в нее оврагами. Крупнохолмистый рельеф наблюдается у д. Могиляны и к юго-востоку от д. Индура. Здесь же распространены камы, достигающие 45 м высоты. Наряду с крупнохолмистым рельефом в пределах возвышенности встречаются выровненные платообразные участки, расположенные на различных гипсометрических уровнях — от 136 до 210 м над уровнем моря. Это Индурская, Ратичская, Малаховская, Рогачевская и Змеевская денудационные равнины, возникшие в результате переработки первичного холмисто-моренного рельефа. Их поверхность усеяна галечником и валунами. По мере приближения к долинам рек поверхность равнин становится сильно расчлененной. Здесь появляется множество оврагов и балок.

Волковысская возвышенность по характеру рельефа очень сходна с Гродненской. Наибольшей абсолютной высоты (252 м) она достигает в южной части у истоков Росси.

Грядово-холмистый рельеф сохранился здесь на небольших участках. Преобладающее значение имеет денудационный рельеф. Возвышенность расчленена речными долинами, ложбинами и западинами на своеобразную серию эрозионных гряд и холмов с относительными пре-

вышениями 8—10, реже 20—25 м. Холмы имеют округлую форму, с мягкими куполообразными вершинами. На поверхности повсеместно наблюдаются россыпи валунов различных размеров.

Слонимская возвышенность является северо-восточным продолжением Волковысской возвышенности, от которой ее отделяет долина Зельвянки. К северо-востоку возвышенность постепенно переходит в Новогрудскую. От Волковысской возвышенности Слонимская отличается тем, что имеет более низкие абсолютные высоты (около 200 м) и не так сильно всхолмлена.

Возвышенность расчленена сетью ложбин, балок и оврагов глубиной до 15—20 м. Эрозионное расчленение ее настолько сильно, что в современном рельефе она представляет собой группу обособленных гряд и холмов различной формы и ориентировки, густо покрытых гравийно-галечно-валунным материалом.

Новогрудская возвышенность расчленена глубоко врезанными долинами Немана и его притоков, в которые открывается сеть оврагов и мелких речек. Над Неманской низиной возвышенность приподнята на 160—180 м. Наивысшая ее точка (323 м над уровнем моря) приурочена к крупному куполообразному холму — Замковой Горе, расположенной к западу от Новогрудка. Для возвышенности характерно, что первичный ледниково-аккумулятивный рельеф очень сильно изменен денудационными и эрозионными процессами. Только местами на западе возвышенности вдоль долины Молчади намечаются гряды юго-восточного простиранья. Сравнительно хорошо выражена гряда с относительной высотой около 40 м в северной части возвышенности у д. Вселюб.

В средней и юго-восточной частях Новогрудской возвышенности развит эрозионный волнисто-холмистый рельеф, характеризующийся значительными колебаниями относительных высот (35—60 м). Холмы и гряды имеют пологие симметричные склоны. Значительное расчленение наблюдается вблизи долины Молчади. Очень часто встречаются участки слабovolнистого, реже холмистого рельефа. Это вторичные денудационные моренные равнины. В восточной части Новогрудской возвышенности, где широко распространены лессовидные породы, развиты овраги глубиной до 30—40 м. Особенно многочисленны они в долине Сервечи.

Минская возвышенность занимает значительную площадь центральной части республики. Она вытянута с юго-запада на северо-восток на протяжении около 150 км и расчленяется на несколько обособленных районов. Наиболее высоким и значительным по площади является Минско-Плещеницкий участок. К северо-востоку абсолютные отметки территории снижаются до 200 м. Относительные превышения здесь достигают 50—80 м. Отрицательные элементы рельефа представлены широкими ложбинами стока, оврагами и балками.

На северо-восток от Бегомля грядово-холмистый рельеф постепенно снижается, и единичные холмы высотой до 20—30 м сохраняются лишь в верховьях Березины. На юг и юго-восток от Минска холмисто-грядовый рельеф имеет уже ограниченное распространение и выражен Шацко-Колодищенской системой гряд и единичными холмами. Характерной особенностью грядово-холмистого рельефа Минской возвышенности является сильная эрозионная расчлененность. Глубинная эрозия происходила в несколько отдельных этапов, причем наиболее интенсивным был этап, предшествовавший современному, когда врезание шло до цоколя первых надпойменных террас. Местами на склонах холмов и гряд имеется покров лессовидных образований, сглаживающий неровности рельефа. Лессовидный покров наблюдается и на участках вторичных денудационных равнин.

Густая сеть денудационных ложбин, долин, оврагов, балок образовалась в основном в муравинское межледниковье и в условиях перигляциальной денудации в поозерское время, а также в голоцене. Многие отрицательные элементы выполнены межледниковыми и перигляциальными осадками.

Ошмянская возвышенность начинается в Литовской ССР, недалеко от Вильнюса, и тянется в юго-восточном направлении до слияния с Минской возвышенностью. С северо-востока возвышенность расчленена притоками Вилии, из которых наиболее крупным является р. Ошмянка; с юго-запада — притоками Немана: Березиной, Гавьей, Меркисом и многими другими. Почти на всем своем протяжении возвышенность сохраняет примерно одинаковую высоту, достигая в центральной части 295—320 м над уровнем моря (дд. Понари, Шиловичи, Ключково). Аккумулятивный ледниковый рельеф сильно нарушен глубинной эрозией и в значительной степени денудирован. Часто над массивным основанием гряд и увалов возвышаются две, три, а то и группа округлых куполообразных холмов, усеянных крупными валунами. Относительные высоты их достигают 50—60 м при крутизне склонов до 30°. Местами холмистая поверхность возвышенности сменяется выровненными участками вторичной денудационной равнины (дд. Олехновичи, Дуброво и др.), среди которых встречаются замкнутые котловины. Эти котловины выполнены озерно-болотными муравинскими отложениями, залегающими под делювиально-солифлюкционными образованиями. Возвышенность расчленена широкими ложбинами стока, оврагами, балками, речными долинами. Сложены холмы и гряды песчано-гравийно-галечным материалом или моренными суглинками и супесями. На поверхности возвышенности всюду встречаются крупные валуны.

Широко распространены в пределах краевого ледникового рельефа сожского оледенения камы и озы. Камы представляют собой сильно денудированные отдельные всхолмления или группы холмов и гряд. Они чаще всего расположены на склонах конечноморенных возвышенностей либо приурочены к депрессиям. Встречаются также и озовые гряды.

Вторичные моренные равнины в результате переработки эрозионно-денудационными процессами имеют пологоволнистую поверхность и значительно расчленены в придолинных полосах. Отрицательные элементы рельефа представлены широкими ложбинами, оврагами и балками, термокарстовыми западинами и др. Значительные площади их развиты в верховьях Немана (Столбцовская моренная равнина), в междуречье Свислочи и Березины, Днепра и Сожа, Сожа и Беседи, а также небольшими участками разбросаны среди водно-ледниковых равнин.

Лидская моренная равнина расположена на северо-западе Белоруссии. Она характеризуется абсолютными отметками 120—180 м. Ее поверхность пологоволнистая (с относительными превышениями до 5 м) и слегка наклоненная к югу, в сторону долины Немана. Равнина сложена грубыми валунными супесями и суглинками, которые часто замещаются водно-ледниковыми песками.

Равнина расчленена большим количеством мелких рек и ручьев, протекающих в широких плоскодонных, обычно сильно заболоченных низинах. Днища таких низин врезаны в водораздел на 15—20 м.

Столбцовская равнина имеет почти плоскую, местами пологоволнистую поверхность с превышениями в 5—7 м на протяжении 1 км. Этот монотонный вид равнины нарушается здесь сетью плоскодонных, иногда заболоченных и заторфованных ложбин, вытянутых на несколько километров. Ширина ложбин достигает 1 км и более. Такие ложбины нередко имеют водоток. Поверхность равнины осложнена сетью многочисленных

небольших ложбин стока дождевых и паводковых вод. Овраги встречаются редко, однако в районах Столбцов и Мира они многочисленны.

Характерной особенностью равнины является то, что в ее пределах отсутствуют озера и только изредка встречаются западины округлой формы диаметром от 0,1 до 0,5 км при глубине в 1—5 м. Равнина сложена с поверхности красно-бурыми валунными супесью и суглинком, перекрытыми на отдельных участках разнозернистыми песками водно-ледникового происхождения.

В юго-западной части территории БССР большую площадь занимает полого-холмистая равнина северо-западнее Бреста. Ее поверхность имеет здесь очень слабый наклон к юго-востоку и возвышается над меженным уровнем воды в р. Лесной на 20—25 м, а в Зап. Буге — на 35—40 м. С поверхности развиты грубые валунные супеси и суглинки, прикрытые в некоторых местах среднезернистым песком. К югу, юго-востоку и востоку от г. п. Каменец рельеф местности становится полого-холмистым. Отдельные холмы краевых ледниковых образований возвышаются над общим фоном равнины на 15—20 м, а над урезом воды в р. Лесной — примерно на 40—45 м.

Вторичные водно-ледниковые (зандровые) равнины занимают на территории Белоруссии большие пространства. Они почти сплошной полосой распространены на востоке республики, охватывая водоразделы Днепра, Березины, Птичи (Центрально-Березинская равнина), оконтуривают с южной стороны зону краевых ледниковых образований Белорусской гряды, занимают значительные площади на юге в пределах Полесья (Полесский зандр). Образование водно-ледниковых равнин связано с деятельностью талых ледниковых вод при остановках края деградировавшего сожского ледника. Поверхность водно-ледниковых равнин пологоволнистая, характерно постепенное понижение на юг, к Полесью. Отрицательные формы представлены широкими ложбинами, которые являлись, видимо, древними руслами блуждающих рек. К ним в настоящее время часто приурочены мощные торфяники. Ряд понижений занят озерами. Водно-ледниковые равнины сложены разнозернистыми флювиогляциальными песками с галькой и мелкими валунами. Монотонный фон равнин нарушается во многих местах денудированными холмами и грядами краевых ледниковых форм. Относительная высота их часто значительная (35 м над меженным уровнем Бобра к югу от г. п. Крупки, 65 м над уровнем Волмы в районе Смиловичей и др.). Отдельными пятнами среди водно-ледниковых равнин встречаются моренные равнины, а также золотые формы рельефа.

Центрально-Березинскую равнину пересекают долины Днепра, Березины, Птичи, Друти, Свислочи, Сожа и их притоков.

На востоке Белоруссии расположена Оршано-Могилевская платообразная равнина, сложенная лессовидными суглинками и супесями мощностью от 3 до 12 м. Абсолютные отметки ее сколо 200 м, максимальные — свыше 240 м (южнее Орши). Над Центрально-Березинской равниной и Полесьем поверхность Оршано-Могилевской равнины возвышается на 40—60 м. Граница между ними четкая — в виде уступа или пологого склона. В местах развития маломощного покрова лессовидных отложений (2,0—3,0 м) равнина имеет плоскую, слабоволнистую поверхность с колебанием относительных отметок в 2—3 м.

Юго-восточнее Дубровно и в районе Мстиславля мощность лессовидных пород увеличивается до 7—10 м. Здесь существует сложная сеть глубоких (до 50 м) речных долин, оврагов и балок. Особенно значительное эрозионное расчленение имеет равнина в придолинных участках. Наиболее развита овражно-балочная сеть вдоль долины Днепра

(на участке Орша — Шклов), Сожа, по правобережью Прони. Овраги и балки имеют значительную глубину (до 15 м), крутые склоны (до 80°), протяженность их от нескольких сотен метров до 2 км. Часто встречаются на поверхности равнины неглубокие округлые западины (блюдца), возникшие вследствие выщелачивания лессовидных пород дождевыми и талыми снеговыми водами. Размеры западин от нескольких метров (глубиной 2—3 м) до нескольких сотен метров (10—15 м). Днища их часто заболоченные. На участках близкого залегания к поверхности мергельно-меловых пород (вдоль Сожа в Климовичском районе) наблюдаются плохо выраженные в рельефе карстовые формы, представленные воронками диаметром до 10 м и глубиной 3—5 м. Такие западины расположены на склонах и днище ложбиноподобных понижений.

Своеобразным по строению и формированию является Белорусское Полесье. Равнинный рельеф Полесской низменности, большое количество речных долин и их незначительная глубина вреза, многочисленные озера и болота, сильная залесенность определяют современный облик Полесья. Геоморфологические и гидрогеологические особенности этой территории обусловлены своеобразием геологического строения и формирования низменности.

Полесье расположено на юге Белоруссии, простираясь от Зап. Буга до Сожа на 500 км. Общий уклон поверхности наблюдается к долине Припяти и в восточном направлении с абсолютными отметками от 140—150 до 100—120 м на юго-востоке. Наивысшая точка Полесья (206 м) расположена в пределах Мозырской гряды, самая низкая (100 м) относится к урезу Днепра. Колебание относительных высот не превышает 5—7 м.

Наиболее полная характеристика рельефа Полесья приведена в работах В. А. Дементьева (1948—1960), Л. Н. Вознячука и др. (1972), С. С. Коржуева (1960), А. М. Маринича (1963) и др. Материалы этих исследователей использованы для геоморфологического описания Полесской низменности.

Основную часть территории Полесья занимает долина Припяти, озерно-аллювиальная и водно-ледниковая равнины. В виде отдельных массивов и останцов возвышаются участки моренной равнины, а также сильно денудированные холмы и гряды конечноморенных образований.

На территории Белорусского Полесья выделяется четыре геоморфологических района (Дементьев, 1960): Припятское Полесье, Приднепровская низменность (Гомельское Полесье), Мозырская равнина (Мозырское Полесье) и Брестское Полесье, в состав которого входят Загородье и Мухавецкая равнина.

Центральную часть занимает Припятское Полесье. По своим размерам оно превосходит остальную часть Белорусского Полесья. Это низменная равнина, представляющая собой систему озерно-аллювиальных и речных террас, зандров, участков моренной равнины. Террасы и обширные понижения заболочены и заторфованы, а повышенные участки водораздельных пространств сухие.

Для Полесья характерно наличие большого количества реликтовых озер и крупных заторфованных массивов. Еще В. В. Докучаевым (1949) было высказано предположение, что значительная часть полесских озер представляет собой приледниковые озера, возникшие в краевой зоне среднеантропогенного ледника. Озера и многие заболоченные низины Полесья оконтурены террасами, но уступы между ними обычно сглажены. Озерные террасы Полесской низменности, их количество, морфология, строение и увязка с речными террасами Припяти еще недостаточно изучены.

По данным В. А. Дементьева (1956), древние озерные бассейны были связаны с древними речными долинами Нарева, Щары, Зельвянки, Мышанки, Случи, Птичи, по которым стекали талые ледниковые воды. Сток из многих озер происходил в Припять по многочисленным ее притокам. Наиболее крупными остаточными озерами являются Червоное, Споровское, Выгоновское, Черное, Бобровицкое и др.

В ходе отступления среднеантропогенных ледников в южном Полесье существовали приледниковые озера, в которых отлагались озерноледниковые мелко- и тонкозернистые пески. Вдоль северной границы в условиях свободного оттока сформировалась полоса зандровых равнин. Абсолютные отметки их поверхности составляют 170—190 м, к югу понижаясь до 140—150 м. Ниже расположены озерные уровни и террасы Припяти.

В поозерское время территория Полесья также была занята системой озер, но размеры их были уже значительно меньше. В это время происходит формирование долины Припяти, прорыв ею конечноморенных образований у Мозыря и Юровичей. Сток беспрепятственно стал осуществляться в сторону Днепра. Это значительно уменьшило подтопление Полесья. Были спущены многие озерные бассейны.

По данным В. А. Дементьева (1948 б), в это время происходит существенное перераспределение всей гидрографической сети и образуются сложные системы сквозных долин. Главные этапы формирования речной сети были тесно связаны с отступанием поозерского ледника. От края ледника сток осуществлялся по притокам Немана, и по многочисленным сквозным долинам происходил сток талых вод в сторону Полесской низменности. Сквозные долины в Полесье изучены еще слабо. В современном рельефе они обычно прослеживаются в виде узких или очень широких, но всегда мелких (10—20 м) плохо выраженных понижений или ложбин, в настоящее время заболоченных. Обширную площадь занимало Ясельдинское озеро. Из него вытекала Припять, а питалось оно водами впадавших в него с запада и севера Щары и Нарева. Сток из него в Припять осуществлялся через Ясельду.

Значительных размеров достигало оз. Червоное, а также Споровское, Выгоновское, Черное, которые являются остаточными водоемами бывшего Ясельдинского озерного бассейна. В настоящее время большинство полесских озер переживает стадию зарастания и заторфовывания.

В позднеледниковый период, как указывает В. А. Дементьев (1948, 1956), в связи с усилением эрозии под влиянием новейших тектонических поднятий характерным было развитие речных перехватов. Перехваченными оказались верховья левых притоков Немана—Зельвянки и Щары, которые во время таяния ледника были притоками Ясельды. По данным В. А. Дементьева, перехваченным является также верхнее течение Немана. Таким образом, до спуска Неманского озера верховья Немана, Щары и Зельвянки принадлежали бассейну Припяти.

Л. Н. Вознячук и др. (1972) считают, что во время поозерского оледенения талые ледниковые воды в Припятское и Брестское Полесье не проникали. Ледниковое питание во время максимума оледенения имели только Днепр и Березина во время завершающей стадии формирования второй надпойменной террасы. Припятское и Брестское Полесье было отгорожено от ледникового покрова возвышенностями Белорусской гряды. Повсеместное распространение на территории Полесья имеют эоловые формы рельефа, выраженные в виде гряд, валов, холмов. Относительная высота этих форм колеблется от 2 до 6 м, иногда достигает 20 м и более. Длина их также непостоянна и составляет от нескольких

десятков метров до двух и более километров. Часто песчаные формы образуют сложные комплексы, представляющие собой чередование гряд и холмов, разделенных понижениями.

На междуречьях Припятского Полесья в ряде мест (Логишин, Ганцевичи, Милевичи, Ветчин, Октябрьский, Петриков, Челушевичи и др.) сохранились сильно размытые конечноморенные гряды и отдельные холмы высотой от нескольких до 20—30 м.

Гомельское Полесье — это небольшая часть Приднепровской низменности, заходящая в пределы Белоруссии со стороны Украины. На юго-востоке она граничит с Черниговским Полесьем, небольшой северо-западный угол которого в виде Тереховской (Городнянской) моренной равнины и долины р. Замглай входит в пределы Белоруссии. Основная площадь Гомельского Полесья занята водно-ледниковой и моренной равнинами и террасами Днепра, Сожа, Березины.

По характеру рельефа Гомельское Полесье разделяется на две части: северную и южную (Вознячук и др., 1972). Север района, поднятый до 140—160 м над уровнем моря, прорезан долинами Днепра, Сожа и Березины и их притоками. Более отчетливо, чем в Припятском Полесье, выражены речные долины. Они имеют крутые склоны, местами осложненные оврагами. Значительную площадь занимают болота и участки перевеянных песков.

Южная часть Гомельского Полесья, расположенная ниже впадения в Днепр Сожа, постепенно понижается к низовью Припяти от 130 до 100 м над уровнем моря. По своим природным особенностям она сходна с Припятским Полесьем.

В рельефе Гомельского и Черниговского полесий выделяются многочисленные сквозные долины. Наиболее крупная из них — Замглайская — соединяет долины Днепра и Десны. По другой сквозной долине — Хоропуть и Цата — соединены долины Ипути и Снова. По данным Г. И. Горецкого (1970), по долине Замглая происходил перелив вод Днепра в долину Десны в раннем и среднем антропогене.

Мозырское Полесье — равнина, четко выраженная в рельефе на отметках 150—160 м над уровнем моря. Она возвышается над Припятским Полесьем и Приднепровской низменностью на 10—20 м. Большая часть равнины представляет собой денудированную плоско-волнистую моренную равнину. Речные долины на равнине сохраняют полесский облик — имеют незначительную глубину, значительную ширину, заболочены и сопровождаются дюнно-бугристыми песками. Максимальные высоты относятся к Мозырской конечноморенной гряде, поднимающейся над урезом Припяти на 94 м. Склоны Мозырской гряды расчленены многочисленными оврагами, которые достигают 40 м глубины. Западным продолжением Мозырской гряды являются конечноморенные образования на левобережье Припяти западнее Петрикова, у Дорошевичей, а также Волынская гряда, расположенная по правобережью Горыни в районе Столина. Восточное продолжение Мозырской гряды — Юровичская возвышенность — достигает высоты 170 м. К долине Припяти она обрывается крутым уступом высотой до 40 м. Продолжением Юровичской возвышенности являются Хойникско-Брагинские высоты. Средняя высота местности 130—140 м. Высшая точка составляет 160 м. На Мозырской равнине развиты лессовидные породы, способствующие развитию оврагов, встречаются также болота, главным образом низинные.

Платообразная водно-ледниковая и моренная равнина Загородья расположена на междуречье Пины и Ясельды. Она начинается северо-восточнее Пинска и, расширяясь к северо-западу, протягивается до

г. Березы и Пружан. Загородье возвышается над окружающим его Пинскими и Ясельдинскими болотами на 10—20 до 30—40 м. Максимальная высота его 176 м.

В средней части выделяются пологие конечноморенные холмы с высотами до 10—15 м, чередующиеся с заболоченными низинами. Равнинная поверхность местами осложнена эоловыми формами — дюнами в виде отдельных холмов и гряд. Крупные болотные массивы в связи с расчлененностью рельефа в Загородье отсутствуют.

К юго-западу от Загородья до Зап. Буга расположено Брестское Полесье. Это плосковогнутая однообразная водно-ледниковая равнина с высотами 140—150 м над уровнем моря. Монотонность рельефа нарушают отдельные широкие (от 100 до 200 м), слабо приподнятые гряды, сменяющиеся плоскими понижениями. Наличие сквозных долин указывает на сток вод верхнего течения Зап. Буга к Припяти. В более пониженных участках этих равнин расположены небольшие озера (Ореховское, Луковское и др.). Местами среди заболоченных массивов выделяются участки моренной равнины, возвышающейся над окружающей местностью на 5—15 м. Часто встречаются перевейные грядово-бугристые формы рельефа. Более 20% площади Брестского Полесья занято болотами, наиболее крупное из них — Дубовое болото.

В долине Зап. Буга, кроме поймы высотой 1—2 м, выделяется вторая (8—10 м) и первая (3—4 м) надпойменные террасы.

Таким образом, геоморфологические особенности Белорусского Полесья являются важной причиной, обусловившей сильную заболоченность земель Полесья (Вознячук и др., 1972). Плоский характер поверхности Полесской низменности, малая глубина полесских речных долин при наличии обширных площадных и локальных выходов напорных вод являются основной причиной слабости и замедленности дренажа песчаных покровных отложений, высокого стояния уровня грунтовых вод.

### КРУПНЕЙШИЕ РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ БЕЛОРУССИИ

Гидрографическая сеть Белоруссии располагается в различных геоморфологических условиях и относится к двум крупным водосборным бассейнам: Черноморскому и Балтийскому.

Система долин рек Белорусского Поозерья приурочена к Балтийскому бассейну. Как указывалось выше, речные долины этой области характеризуются молодым обликом, неразработанностью, они узки, крутосклонны, часто имеют V-образный поперечный профиль. В пределах области поозерского оледенения развитие современной гидрографической сети предопределено ледниковым рельефом (Пузанов, Вознячук, 1967). Большая роль в формировании долин принадлежит талым водам ледника. Здесь существует сеть ложбин, унаследованных реками. Часть рек приурочена к озерно-ледниковым равнинам, и реки располагаются по наиболее низким участкам их поверхности. Реки, пересекающие конечноморенный рельеф и моренные равнины, имеют узкие, часто каньонообразные долины. В пределах зандровых равнин долины рек более широкие, склоны их пологие. Для области поозерского оледенения характерно большое количество озер, особенно рывинных, расположенных в виде цепочки, а также замкнутых остаточных озерных котловин термокарстового происхождения.

Наиболее крупными и разработанными в Поозерье являются долины Зап. Двины и ее притоков — Дисны, Дриссы, Оболи, Уллы, Лучесы.

Зап. Двина пересекает Белоруссию в широтном направлении. В пределах республики она наследует Суражскую озерно-ледниковую равнину

ну, прорезает Витебскую возвышенность, местами вскрывая толщу девонских доломитов (северо-восточнее Витебска), и далее входит в пределы обширной Полоцкой озерно-ледниковой равнины. Ширина долины от 0,5 до 10 км, глубина 3—5 м на каньонообразных участках.

Как речная долина Зап. Двина окончательно оформилась в позднеледниковое время и в начале голоцена после спуска Полоцкого, Суражского и Лучесинского озерных бассейнов. Прорыв через Балтийскую гряду в районе г. Краслава и последующий врез в днище бывших озер определили основные ее современные черты.

На различных участках долины Зап. Двины количество, высота и строение террас неодинаково. Л. Н. Вознячук (1966) выделяет в долине до 9 террас: выше г. п. Сураж — пойму и две надпойменные, на участках г. п. Сураж — д. Руба — три, д. Руба — г. п. Бешенковичи — пять, г. п. Улла — г. Полоцк — четыре, возле д. Дисна — три, между г. п. Друя и г. Краславом — семь.

Значительная часть террас является озерной или локальной. Повсеместно распространена в долине рек пойма, первая и вторая надпойменные террасы.

Пойма встречается в виде узкой полосы по обе стороны реки. Выделяются два уровня поймы: первый на высоте 1,5—2 м и второй на высоте 3—4 м. Ширина поймы от 5 до 100 м. На всем протяжении пойма аккумулятивная, сложена хорошо отсортированными песками.

Первая надпойменная терраса в пределах Суражской озерно-ледниковой равнины имеет высоту 5—7 м. Лучше выражена она по левобережью реки. Максимальная ширина террасы 2—3 км. При пересечении Витебской возвышенности эта терраса прослеживается узкой полосой по правобережью. В пределах Полоцкой низины высота I надпойменной террасы возрастает над урезом до 8 м. Ширина ее колеблется от 500 м (у г. Дрисса) до 4 км (западнее г. п. Сураж). Поверхность террасы ровная и пологоволнистая, местами с песчаными всхолмлениями.

Вторая надпойменная терраса в пределах Суражской равнины имеет высоту 10—12 м и ширину 2—3 км, в Полоцкой низине — 12—15 м при ширине до 6 км. От первой надпойменной террасы она отделяется в пределах озерных низин слабо выраженным уступом высотой 2—3 м. Переход к коренному берегу четкий. Как и первая надпойменная терраса, она эрозионно-аккумулятивная, часто в уступе обнажается морена, озерно-ледниковые и флювиогляциальные осадки.

Наиболее значительными притоками Зап. Двины являются Каспля, Усвяча, Улла, Дисна, Дрисса, Сарьянка и др. Долины этих рек имеют пойму на высоте 2—3 м от уреза воды в реке. Ширина поймы не более 500 м. По крупным притокам Зап. Двины также имеются первая и вторая надпойменные террасы: первая терраса (по Усвяче, Каспле, Дриссе и Дисне) возвышается над урезом воды в реках на 5—7 м, ее максимальная ширина доходит до 1 км; вторая (по Каспле, Усвяче и Дисне) — на 12—13 м.

В области сожского оледенения речные долины хорошо разработаны и характеризуются зрелостью — большой шириной террас, пологими склонами. Гидрографическая сеть изменила облик первоначального рельефа, значительно затушевав его ледниковое происхождение. Свежий ледниковый рельеф приобрел характер долинно-балочного эрозионного рельефа.

Поозерское оледенение явилось основным в формировании современной речной сети центральной и южной Белоруссии. Часть рек (Днепровская система) имела непосредственную связь с ледником. По ним в южном направлении проходил отток талых ледниковых вод.

Приведем краткую характеристику самой значительной реки Белоруссии южного направления — Днепра.

Днепр берет начало на Валдайской возвышенности на абсолютной высоте более 200 м и по территории республики протекает на протяжении 720 км. От д. Сарвиры Дубровенского района до Орши долина Днепра имеет широтное направление; южнее, до границы с УССР, — меридиональное. Долина Днепра хорошо разработана: кроме поймы, хорошо выражены первая и вторая надпойменные террасы. Характер долины реки значительно меняется при пересечении ею различных орографических форм поверхности и структурно-тектонических элементов.

На отрезке от границы с РСФСР до Орши Днепр протекает в узкой (1,0—1,5 км) долине со склонами, расчлененными оврагами и балками. В районе Орши русло реки врезано в девонские доломиты. Ниже Орши долина расширяется до 4—5 км, местами до 10—12 км. Южнее Рогачева Днепр входит в пределы Приднепровской низменности, где его долина расширяется до 10—15 км у Рогачева и до 25—35 км южнее Речицы. Днепр на территории Белоруссии пересекает ряд крупных структурных элементов: Оршанскую впадину, Жлобинскую седловину, разделяющую Белорусский и Воронежский кристаллические массивы, и Припятскую впадину. В пределах каждого из них морфология долины, ее глубина, ширина, высота коренных берегов и террас, а также строение антропогенной толщи значительно различаются. В современном строении долины Днепра прослеживаются 3 террасовых уровня: пойма, первая и вторая надпойменные террасы.

Вторая надпойменная терраса относительно неглубоко врезана в водораздельное плато, и склон между ними в результате последующих процессов солифлюкции, площадного смыва и переведения местами морфологические нечеткий. Формирование ее происходило в перигляциальных условиях поозерского оледенения. На широте Орши уровень второй надпойменной террасы увязывается с зандрами краевой зоны поозерского ледника. В пределах Белорусского Поднепровья вторая надпойменная терраса имеет значительное распространение. Она отсутствует лишь на широтных отрезках долины (от границы с РСФСР до Орши, у Могилева и Рогачева), по правобережью от Речицы до Лоева и на отрезке Лоев — Любеч (табл. 2).

Поверхность первой и второй надпойменных террас ровная или слабоболотистая, иногда всхолмленная. В северной части, на территории пересечения Оршано-Могилевской лесовидной равнины, вторая надпойменная терраса расчленена оврагами, а на среднем и южном отрезках местами осложнена золовыми грядами высотой 5—8 м. Нередко террасы крутым уступом обрываются к пойме или к реке.

Первая надпойменная терраса наиболее широко развита по левобережью Днепра. Она нередко расчленена старичными озерами, заболочена.

Самым низким геоморфологическим уровнем в долине Днепра является пойма. Она повсеместно сопровождает русло реки и разделена на низкую и высокую. Поверхность поймы пологоволнистая, расчленена системой старичных озер, местами плоская. В пределах Лоевского и Брагинского районов пойма волнисто-гривистая. Гривы расположены параллельно, подчеркивая перемещение русла, относительное превышение их 1—1,5 м, реже до 3 м, ширина 10—20 м, длина достигает нескольких сотен метров. Переход поймы в первую надпойменную террасу везде четкий, высотой 4—6 м на севере и 1 м в средней и южной частях долины.

Морфометрические данные террас Днепра и мощность их аллювиальных отложений

Отрезок долины	Максимальная ширина, км	Высота над меженным уровнем, м	Преобладающие абсолютные отметки поверхности, м	Мощность аллювия, м	Уклон поверхности, м/км
<i>Вторая надпойменная терраса</i>					
Орша—Шклов	5,0—6,0	22—25	170—175	1,0—2,0	0,09
Шклов—Могилев	3,0—4,0	20—22	150—165	3,0—5,0	0,30
Могилев—Быхов	1,0—2,0	18—20	145—150	1,0—2,5	0,21
Быхов—Рогачев	2,0—3,0	17—18	143—145	1,0—3,0	0,05
Рогачев—Горваль	5,0—7,0	16—17	140—142	1,0—2,0	0,08
Горваль—Речица	20	15—16	125—135	1,0—2,5	0,08
Любеч—Комарин	4,0—5,0	20—24	123—127	3,0—5,0	0,03
<i>Первая надпойменная терраса</i>					
Граница с РСФСР—Орша	0,2—1,0	15,0—17,0	160—170	15,0—17,0	0,04
Орша—Шклов	1,0—1,5	15,0—16,0	155—160	9,0—18,0	0,14
Шклов—Могилев	0,5—1,0	12,0—14,0	150—155	8,0—20,0	0,18
Могилев—Быхов	2,0—3,0	9,0—12,0	145—150	8,0—12,0	0,09
Быхов—Рогачев	3,0—4,0	7,0—8,0	132+135	12,0—16,0	0,06
Рогачев—Горваль	3,0—5,0	6,5—8,0	125—130	16,0—30,0	0,08
Горваль—Лоев	15,0—17,0	6,0—7,0	117—120	13,5—17,5	0,09
Лоев—Любеч	8,0—10,0	8,0—11,0	114—116	6,0—10,0	0,02
Любеч—Нижние Жары	более 30	7,0—14,0	108—115	10,5—25,0	0,03
<i>Пойма</i>					
Граница РСФСР—Орша	0,01—0,05	5,0—6,0	145—150	1,0—5,0	0,04
Орша—Шклов	0,5—1,0	6,0—7,0	150—153	3—25	0,12
Шклов—Могилев	1,0—2,0	4,0—5,0	145—150	6,0—9,5	0,08
Могилев—Быхов	2,0—3,0	4,0—4,5	138—142	1,5—12,5	0,08
Быхов—Рогачев	4,0—6,0	3,5—4,0	128—134	7,0—11,0	0,07
Рогачев—Горваль	5,0—7,0	3,0—3,5	120—123	10,0—20,0	0,07
Горваль—Лоев	7,0—8,0	2,5—3,0	112—114	16,0—20,0	0,07
Лоев—Нижние Жары	8,0—10,0	2,0—2,5	104—106	10,5—26,7	0,08

Река Березина — один из крупных правых притоков Днепра. Формирование ее долины также связано с существованием ледниковых покровов, распространявшихся в пределах бассейна реки. Характерной особенностью долины Березины является резко выраженная асимметрия надпойменных террас и поймы. Правый склон ее обычно крутой, высокий, левый — чаще пологий, с хорошо выраженными террасами. Ширина долины колеблется от 5 до 15 км, увеличиваясь в пределах Полесской низменности до 40 км (при слиянии Березины и Днепра).

В долине реки прослеживается пойма и две надпойменные террасы. Высота второй надпойменной террасы от 8 до 12 м. Средняя мощность аллювиальных отложений составляет 2—3 м, максимальная — 8 м. В верховьях Березины, а также по долине Бобра аллювий террасы смыкается с зандровыми песками предельной стадии поозерского оледенения. В строения террасы принимают участие мелко- и тонкозернистые пески, горизонтально- и косослоистые.

Первая надпойменная терраса распространена в левобережной части. Здесь она прослеживается почти на всем протяжении реки. Ширина ее составляет от нескольких сотен метров до 3—5 км на участках, где река пересекает озеровидные расширения. Высота ее над меженью

реки до 5—8 м. Терраса аккумулятивная, мощность аллювия достигает 12 м и более. Сложена терраса мелкозернистыми песками, нередко с линзами и прослойками средне- и крупнозернистого песка, гравия и гальки. Пойма приподнята над меженным уровнем реки на высоту от 0,3 до 3 м. Во многих местах она заболочена.

Река Друть начинается северо-западнее Толочина среди водно-ледниковой равнины. Севернее Толочина она имеет почти меридиональное направление и прорезает (до Бельничей) лессовую платообразную равнину, а затем пологоволнистую, почти плоскую водно-ледниковую равнину.

На всем протяжении, от истока до впадения в Днепр (у Рогачева), Друть глубоко врезана и имеет хорошо выраженную в рельефе долину, по склонам которой обнажаются ледниковые образования.

Южнее Бельничей неплохо прослеживается вторая надпойменная терраса. Ее высота колеблется в пределах 16,0—20,0 м. Поверхность террасы относительно ровная, и только на уступе второй надпойменной террасы к первой обычно наблюдаются дюны.

Первая надпойменная терраса реки расположена на большой территории. Отдельными неширокими участками ее можно наблюдать значительно севернее Бельничей, а ниже — на всем протяжении реки до впадения в Днепр. Высота террасы 3—4 м, поверхность относительно ровная.

Пойма Друти сравнительно узкая. Ее высота над меженным уровнем воды в реке 1,0—2,0 м.

Река Сож берет начало за пределами республики, южнее Смоленска. Протекая по крайней восточной части Белоруссии, она имеет до Кричева почти меридиональное направление, а затем отклоняется к западу и течет до Славгорода в субширотном направлении. У Славгорода Сож сливается с Проней, текущей в меридиональном направлении. Это направление принимает и Сож, сохраняя его в основном до слияния с Днепром южнее Гомеля.

На всем своем протяжении река хорошо выражена в рельефе и имеет три последовательно возвышающиеся террасы: пойменную и две надпойменные.

Пойма реки невысокая (1,5—3,0 м), часто заболоченная. Ее ширина колеблется от 700—800 м у границы с РСФСР до 3 км в нижнем течении.

Первая надпойменная терраса прослеживается хорошо на всем протяжении долины по право- и левобережью. От поймы она отделяется хорошо выраженным уступом. Высота террасы над урезом воды в реке не превышает 6 м. Терраса сложена мелкими, хорошо отсортированными песками, которые в некоторых местах взбурены и тем самым нарушают ровный фон поверхности этой террасы. Переход ко второй надпойменной террасе и водоразделу представлен хорошо выраженным уступом.

Вторая надпойменная терраса высокая (15—20 м). Склон ее к водоразделу выражен очень пологим уступом. Местами при неглубоком залегании мела на поверхности террас развиты карстовые формы.

Река Беседь начинается за пределами Белоруссии и впадает слева в Сож выше г. Ветка. В своем нижнем течении долина реки хорошо выражена в рельефе и имеет три террасы: пойменную и две надпойменные. Средняя относительная высота верхней террасы колеблется от 16 (Хизы) до 20 м (Немки, Казацкие Болсуны и др.), для первой надпойменной 4—6 м (в тех же пунктах) и для пойменной 1,5—2,5 м.

Крупным правым притоком Днепра является р. Припять, пересекающая Белорусское Полесье с запада на восток. В пределах разных геоморфологических районов Полесья строение ее долины неодинаково.

Общее снижение абсолютных и относительных отметок террас наблюдается в юго-восточном направлении.

Припять берет начало из небольших болот, расположенных к югу от оз. Свитязского. В верховье (от истока до канала Выжевского) Припять имеет слабо выраженную в рельефе заболоченную современную долину. На этом участке в долине реки выражена пойма, во многих местах сливающаяся с примыкающими к ней болотными массивами. Участками наблюдается более высокая (1—3 м), широкая, почти ровная, песчаная терраса, отделяющаяся от поймы очень пологим склоном. Припять протекает здесь по террасе огромнейшего былого озера, достигавшего в районе Ратно около 35 км в поперечнике. До д. Загораны (у Мозыря) Припять течет в широтном направлении, далее она резко отклоняется к юго-востоку, прорезая Мозырскую гряду на участке Барбаров — Юревичи. На всем отрезке Припять имеет пойму и две надпойменные террасы. Пойма Припяти широкая, низкая, заболоченная, часто разделяется на высокую (3—4 м) и низкую (1—2 м) над урезом реки. Максимальной ширины (до 20 км) пойма достигает к югу от Пинска.

Первая надпойменная терраса в пределах рассматриваемого участка отделяется от поймы пологим уступом. Наибольшей ширины (до 20—30 км) она достигает в местах впадения в Припять крупных притоков, а также на участке бывших озер. Вместе с поймой I надпойменная терраса занимает большую часть территории Полесья. Ее поверхность повышается вниз по течению от 3—4 (Пинск) до 7—8 м (Мозырь).

Вторая надпойменная терраса выделяется в рельефе на абсолютных отметках 140—120 м. Высота ее над уровнем Припяти увеличивается по течению реки от 6—7 м в районе Пинска до 10—15 м ниже Петрикова и Мозыря. Многочисленные притоки Припяти расчленили эту террасу и увеличили ее ширину в результате слияния их террас и аналогичных озерных террас, включающих большие болотные массивы с зарастающими озерами.

На поверхности террас существует большое количество участков грядово-бугристого дюнного рельефа с относительными высотами 4—6 м. Часто наблюдается современное развевание песков ветром, особенно в прирусловой части поймы (табл. 3).

Русло Припяти сильно извилистое, разветвленное, с многочисленными староречьями, косами, отмелями.

Река Неман протекает в западной части Белоруссии. Она имеет разработанную долину с серией хорошо развитых террас. Характер строения долины реки на различных участках своеобразен, что зависит от формирования Неманского речного бассейна. Развитие рек неманской системы, как и днепровской, связано с поозерским оледенением, но в противоположность Днепру Неман является рекой, протекающей в сторону ледника. Во время наступания ледника до границы его предельного распространения в долине Немана существовали обширные приледниковые бассейны, а по его притокам осуществлялся сток талых ледниковых вод. Формирование современной долины Немана началось с момента отступления ледника с территории Белоруссии и до настоящего времени.

От верховьев до выхода в Налибокскую низменность Неман имеет неширокую (до 5 км) долину с хорошо выраженными коренными берегами. В ней прослеживаются пойма и первая надпойменная терраса. Высота поймы над меженивым уровнем воды в реке 3—4 м, ширина 1,5 км. Надпойменная терраса наблюдается узкой прерывистой полосой. Высота ее над урезом воды 5—6 м, ширина — от нескольких десятков метров до 2 км. Ширина долин притоков Немана, впадающих на этом участке

Относительная высота террас Припяти

Терраса	Невер	Пинск	Кожан-Городок	Туров	Дорошевичи	Калинковичи	Оревичи
Пойменная	0,4	0,5—1,0	0,5—1,0	1,0	2,0	2,5	3,0—3,5
Нижняя надпойменная	1,0	2,0	2,0	3,0	4,0	10,0	10,0
Верхняя надпойменная	—	6,0	9,0	12,0	15,0	19,0	—

(Уша, Уса, Сервеч, Сула и др.), достигает 2 км. По ним повсеместно выражена пойма (высота 2—3 м), иногда встречается первая надпойменная терраса (4—5 м).

Ниже по течению Неман наследует Верхне-Неманскую озерно-аллювиальную равнину, сформировавшуюся в результате существования подпруженного краевыми ледниковыми формами огромного озерного бассейна. Связь этого бассейна с поозерским ледником осуществлялась по системе ложбин, унаследованных неманской Березиной, Гавьей и другими реками, а отток вод, возможно, происходил по сквозной долине, в которой протекает верхняя часть современного Немана в сторону Случи и Птичи. В пределах озерно-аллювиальной равнины выделяется серия озерных террас с абсолютными отметками до 160—170 м (Ильин, 1967). После спуска Верхне-Неманского озера река получает сток в Балтийское море. В пределах озерного бассейна началась выработка речной долины и интенсивная переработка озерно-аллювиальных отложений Неманом и его многочисленными притоками. На этом участке в долине Немана прослеживаются пойма, первая и вторая надпойменные террасы.

Пойма развита повсеместно. Наблюдается расщепление ее на два уровня (0,5—1,5 и 3—4 м). Ширина поймы от нескольких метров до 5 км. Поверхность поймы ровная, в приустьевой части бугристая, местами всхолмленная, с многочисленными старицами, заболоченная.

Первая надпойменная терраса развита в пределах Налибокской низменности и при впадении в Неман Щары. Узкой прерывистой полосой терраса прослеживается по всей долине реки и ее притокам (Молчади, Щаре, Росси, Котре). Ширина террасы от нескольких десятков метров до 3 км. Преобладающие абсолютные отметки поверхности в пределах Налибокской низменности 140 м, в устье Щары — 125—130 м. Высота над меженным уровнем воды 5—6 м, ниже по течению у г. Мосты — 7—8 м. От поймы терраса отделяется хорошо выраженным уступом, высота которого 2—3 м. Поверхность ее ровная, местами в результате перевевания песков всхолмленная. Почти на всем протяжении первая надпойменная терраса аккумулятивная, реже эрозионно-аккумулятивная (у д. Морино и др.).

Вторая надпойменная терраса распространена в Верхне-Неманской низине. Высота уступа террасы над урезом воды 8—10 м, у г. Мосты — 10—11 м. Преобладающие абсолютные отметки в пределах Налибокской низменности 150—160 м, ниже по течению у г. Мосты — 140—150 м. От первой надпойменной террасы вторая отделяется уступом высотой в 3—4 м. Переход к коренному берегу выражен четко. Высота уступа более 10 м. В пределах Налибокской низменности ясный переход первой надпойменной террасы во вторую не наблюдается и вторая надпойменная терраса выделяется условно. Максимальная ширина террасы 15—20 км. Поверхность ее ровная, часто всхолмленная и заболоченная.

В цоколе террасы обнажаются ледниковые и водно-ледниковые образования.

При пересечении Гродненской возвышенности облик долины Немана меняется. Долина суживается до 1,5—2,0 км, а у д. Принеманская, где река пересекает полосу краевых ледниковых образований,— до 300—500 м. Наблюдается отчетливо выраженное сужение русла — от 200 м у д. Лунна до 50 м у д. Принеманская, резко увеличивается глубина долины от 10,0—15 м близ устья Котры до 35—45 м между дд. Приходичи и Принеманская. Здесь долина приобретает вид узкого каньона с крутыми отвесными бортами, изрезанными глубокими оврагами. На этом отрезке она местами представляет долину прорыва. Здесь очень узкой полосой прослеживаются первая и вторая надпойменные террасы.

На территории БССР очень распространены овраги, балки и промоины, чаще всего в местах развития лессовидных пород. Реже они встречены на водораздельных склонах и уступах террас.

Наиболее интенсивно развита овражно-балочная сеть в северо-восточной части Гродненской возвышенности при пересечении ее долиной Немана. Здесь в районе дд. Принеманская, Коханово, Щечиново, Погоранье и др. овражно-балочная сеть развита настолько сильно, что рельеф имеет эрозионный облик. Длина оврагов колеблется в пределах 0,2—0,5 км, но нередко достигает 2 км, глубина в приустьевой части доходит до 20—40 м. В низовьях овраги узкие, склоны крутые и обнаженные, а в средней части они имеют вид извилистых задернованных балок.

Сильно развита овражно-балочная сеть в пределах Новогрудской возвышенности, особенно по восточным ее склонам. Преобладающая форма оврагов V- и U-образная. Длина оврагов колеблется от нескольких десятков метров до 2—3 км. Их максимальная ширина 150—200 м. Склоны крутые, иногда отвесные, сильно расчлененные многочисленными ложбинами, рывтинами и промоинами. Глубина оврагов в устье 8—10 м, в верховье —3,0—5,0 м; по днищу оврагов, как правило, имеется водоток. Некоторые овраги еще не прекратили своего роста.

Наличие оврагов, балок и промоин отмечается и в других местах, например в районе г. п. Каменец и южнее, а также в долине Щары. Много оврагов и балок в восточной части Белоруссии в пределах Оршано-Могилевской платообразной лессовой равнины. Описание их было дано при характеристике равнины. Значительно развиты они по правобережью Припяти в районе Мозыря, по правобережью Сожа в районе г. п. Корма, по Беседи у г. п. Хотимск и в других местах.

Золовый рельеф значительно распространен в пределах террас рек, флювиогляциальных и озерно-ледниковых равнин и др. Перевеванию подверглись аллювиальные пески пойм, первой и второй надпойменных террас Немана, Западной Двины, Днепра, Березины, Припяти, Сожа, Вилии и др., озерно-ледниковые отложения Полоцкой, Суражской и других равнин, флювиогляциальные пески Нарочано-Вилейского, Средне-Неманского зандров и др.

Золовый рельеф представлен большей частью нагромождением различных по высоте и форме гряд и холмов, образующих крупные бугристо-волнистые массивы, а также одиночными грядами и холмами. Холмы овальной формы, гряды вытянутые или изогнутые. Наиболее высокие гряды достигают 10—15 м над основанием, средняя высота гряд 5—7 м, длина от нескольких десятков метров до нескольких километров.

Склоны золотых форм асимметричны: наветренные крутые, подветренные пологие (10—15°). Сложены золотые формы хорошо сортиро-

ванным мелко- и тонкозернистым песком. В местах, где песчаные отложения не закреплены растительностью, в настоящее время происходит развевание и перевевание песков. Это наблюдается главным образом в поймах рек, а также встречается и на других элементах рельефа.

Подводя итог всему сказанному об антропогенных отложениях и развитии рельефа Белоруссии, можно сделать следующие выводы:

1. На территории Белоруссии на протяжении антропогенного периода наблюдается направленное развитие, выраженное в ритмичности, определяющейся чередованием оледенений и межледниковий, и в специфических особенностях каждого отрезка времени. Ритмичность развития отражена также в осадконакоплении и особенностях формирования рельефа. В период межледниковий формировались речные, озерные, болотные, элювиально-делювиальные образования, в период оледенений — собственноледниковые (моренные), озерно-ледниковые, флювиогляциальные, гляциоаллювиальные и образования перигляциальной зоны.

2. В разрезе антропогена Белоруссии выделены осадки пяти оледенений и разделяющих их межледниковий. К раннеантропогенным ( $Ап_1$ ) отнесены отложения предледниковья (брестский горизонт), осадки белорусского и березинского оледенений, налибокского межледниковья; к среднеантропогенным ( $Ап_2$ ) — александровского и шкловского межледниковий, днепровского и сожского оледенений; к позднему антропогену ( $Ап_3$ ) — образования муравинского межледниковья и поозерского оледенения с проблематичным рутковичским межледниковьем. Отдельно выделяется голоцен ( $Ап_4$ ).

Некоторые разрезy обнажений и скважин, приведенные для обоснования стратиграфической схемы, явились эталонными для Белоруссии и смежных территорий (Нижнинский Ров, Матвеев Ров, Борхов Ров, Дворец, Переделки и др.).

3. Условия залегания, закономерности распространения, мощность и строение отдельных стратиграфических горизонтов определены характером ложа антропогенных осадков, особенностями продвижения ледниковых покровов и аккумуляции ледникового материала и другими факторами. Ледниковые отложения белорусского и березинского оледенений приурочены в основном к понижениям доантропогенной поверхности. Морена последующих оледенений распространена повсеместно, частично отсутствуя лишь в пределах крупных речных долин и на отдельных площадях водоразделов. Установлено опускание подошвы и кровли морен в ложбины, низины и долины рек, где прослеживается увеличение их мощностей. Значительные мощности морен характерны для зон краевой аккумуляции ледников и понижений палеорельефа. Межледниковые отложения чаще встречены на склонах и днищах речных долин и озерных котловин. Уточнены условия залегания некоторых стратиграфических горизонтов (белорусская морена), установлены особенности продвижения отдельных ледниковых покровов (граница предельного распространения березинского ледника прослежена южнее предполагавшейся ранее).

4. Основные черты современного рельефа и его развитие на протяжении антропогена определялись структурно-тектоническими особенностями территории, неотектоническими движениями земной коры, строением ложа антропогенных осадков, а также взаимодействием различных экзогенных факторов, причем основным является ледниковый. Закономерности развития рельефа в отдельные крупные этапы (оледенения и межледниковья) отображены в строении антропогенной толщи.

5. В основных чертах современного рельефа и в особенностях его формирования в антропогене отражено унаследованное развитие структурных планов и их последующее усложнение с прямым или обратным выражением. Связь современного рельефа с доантропогеновыми структурными планами наиболее четкая по рельефу кристаллического фундамента и поверхности ложа антропогеновых осадков. Характерно прямое соотношение современного и погребенного рельефа, реже — обратное.

6. Рельеф ложа антропогеновых осадков — важная структурная поверхность, определившая аккумуляцию осадков и развитие рельефа Белоруссии в антропогеновое время. Основные черты ее современного облика созданы эрозионно-денудационными процессами в плиоцен-раннеантропогеновое время и воздействием раннеантропогеновых ледников. Поверхность ложа антропогеновых осадков представляет собой равнину, глубоко расчлененную ложбинами, долинообразными понижениями и котловинами. Возвышается северо-восток и восток республики с абсолютными отметками 120—150 м, максимальные высоты достигают 170—190 м. В западном направлении наблюдается понижение поверхности до отметок менее 50 м. В рельефе ложа антропогеновых осадков выделяются глубокие депрессии, в основном ложбины ледникового выпахивания, экзарации и размыва, а также озерные котловины и фрагменты древних речных долин. Их днища расположены на различных абсолютных отметках, часто отрицательных. Самые глубокие обнаружены в долине Немана (—138 м), Западной Двины (—122 м), Днепра (—47 м), Припяти (—43 м).

7. В результате преобладания суммарных положительных тектонических движений и аккумулятивной деятельности ледников на протяжении антропогена произошло перемещение Черноморско-Балтийского водораздела в северо-западном направлении. В раннем антропогене основной водораздел располагался на востоке и юге республики (Восточно-Белорусская равнина и северные склоны Украинского кристаллического массива), а в последующем постепенно сместился в пределы Белорусской гряды.

8. Ледниковый рельеф Белоруссии характеризуется зональностью, отражающей стадии отступления сожского и поозерского ледников. Это комплексы краевого ледникового рельефа с соответствующим ему конечноморенным поясом, зандрами, озерно-ледниковыми равнинами, формами рельефа, созданными в перигляциальных условиях. Выделены стадияльные зоны краевых форм поозерского (оршанская, мядельская, браславская) и сожского (полеская, копыльская, минская, ошмянская) оледенений. Дугообразно изогнутые к югу и юго-востоку, почти непрерывные цепи краевых образований подчеркивают лопастной характер надвигания и отступления ледниковых покровов. Ледниковые лопасти для продвижения использовали понижения, унаследованные в рельефе с доантропогенового времени.

9. По признаку преобладающего рельефообразующего фактора выделяются крупные геоморфологические области: 1) Белорусское Поозерье — территория свежего ледниково-аккумулятивного и водно-аккумулятивного рельефа, возникшего в результате деградации поозерского ледника, и 2) область эрозионно-денудационного рельефа, созданного ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией сожского ледника и значительно переработанного эрозионно-денудационными процессами в последующее время. В пределах Белорусского Поозерья развит свежий ледниковый рельеф с хорошо сохранившимися грядами конечных морен, крупными и мелкими моренными холмами, озами и камами, обширными озерно-ледниковыми равнинами и зандрами. Это слабо затро-

нутый воздействием процессов эрозии и денудации рельеф со значительным количеством озер и бессточных западин. Гидрографическая сеть имеет облик молодой. Часто речные долины наследуют ложбины стока талых ледниковых вод.

В средней части Белоруссии распространен сильно денудированный ледниковый рельеф, сформировавшийся в пределах крупных ледниково-аккумулятивных возвышенностей, водно-ледниковых и озерно-аллювиальных равнин. Этот рельеф создан в период деградации сожского ледника, но в значительной степени изменен в последующем эрозионно-денудационными процессами. Почти полностью отсутствуют первичные формы краевой аккумуляции, бессточные углубления и озера встречаются редко, в придолинных участках водораздельных пространств развит овражно-балочный рельеф. Речные долины имеют зрелый облик, в них выражены 2 надпойменные террасы и пойма. Своеобразным по строению и формированию является Белорусское Полесье, основную часть которого занимает озерно-аллювиальная равнина и долина Припяти. В виде отдельных массивов и останцов возвышаются участки водно-ледниковой и моренной равнины, а также денудированные холмы и гряды краевых образований.

10. Предложенная в работе стратиграфическая схема нашла признание исследователей антропогена Белоруссии и используется в производственной геологической практике. Выявление общих закономерностей распространения и условий залегания отдельных стратиграфических горизонтов, развития рельефа, а также восстановления палеогеографических условий является основой для постановки более детальных исследований в области стратиграфии, геоморфологии и палеогеографии антропогена. Составленные карты являются научной основой для прогноза на различные виды полезных ископаемых, приуроченных к антропогеновым отложениям. Это прежде всего месторождения строительных материалов (песков и песчано-гравийно-галечного материала, глин и суглинков, карбонатных пород, торфа, минеральных красок). Картографический материал и данные по строению антропогеновой толщи используются при проектировании инженерно-геологических изысканий под гидротехнические и промышленные сооружения, жилищное строительство, при проведении мелиоративных работ. Карты использованы для сводных карт (четвертичных отложений Белорусской ССР, четвертичных отложений СССР, атласа палеогеографических карт).

Народнохозяйственное значение имеет изучение погребенных долин и крупных ложбин ледникового выпавивания и размыва как прямых и косвенных индикаторов полезных ископаемых, хранилищ питьевой, технической и минеральных вод и др.

## ЛИТЕРАТУРА

Алейников А. А. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений в бассейнах рек Западной Двины и Ловати. Тр. советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 4. М., 1939.

Алейников А. А. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений Северо-Запада СССР. Л., 1960.

Алейников А. А. Краевые образования последнего оледенения на северо-западе Русской равнины в их геоморфологическом и стратиграфическом взаимоотношениях. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, XXI. М., 1963.

Ананова Е. Н. Палинологические данные к характеристике венедской свиты ( $Q_1^{vd}$ ) в районе г. Гродно. В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской платформы. М., 1967.

Армашевский П. Я. Геологическое исследование юго-восточной части Минской губернии. Изв. Геол. ком., т. 14, № 1, 1895 а.

Армашевский П. Я. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Могилевской губернии в 1893 г. Изв. Геол. ком., т. 14, № 6—7, 1895 б.

Армашевский П. Я. Геологические исследования вдоль линии железной дороги Жлобин—Витебск. Изв. Геол. ком., т. 20, № 3, 1901.

Астапова С. Д. Литолого-геохимическая характеристика моренных отложений Белоруссии (бассейн Немана). Автореферат канд. дисс. Минск, 1968.

Астапова С. Д., Лукашев К. И. Некоторые данные для использования минерального состава морен в целях возрастной корреляции. ДАН БССР, т. XIV, № 5, 1970.

Біленко Д. К. До питання про відношення морени дніпровського льодовикового язика до морен Верхнього Дніпра. В кн.: Четвертинний період, вип. 12. Київ, 1937.

Біленко Д. К. Наслідки робіт геологічної експедиції на верхньому і середньому Дніпрі у 1935 р. Вісн. АН УРСР, № 7—8, 1936.

Біленко Д. К. Матеріали до геологічної історії долини Верхнього і Середнього Дніпра. Київ, 1939.

Богомолов Г. В. Геологические структуры Белоруссии и краткая характеристика дочетвертичного и современного рельефа. В кн.: Геология и полезные ископаемые БССР, вып. 1. Минск, 1946.

Вазнячук Л. М., Кадацкі В. Б. Пра гісторыю развіцця расліннасці Беларускага Паазер'я на працягу муравінскага міжледавікоўя. В кн.: Антрапаген Беларусі. Мінск, 1971.

Вайтекунас П. Поверхность субстрата антропогена Литвы, его структура и влияние на распределение плейстоценовой толщи. Геогр. ежегодник, 11. Вильнюс, 1959.

Вайтекунас С. К. Погребенные речные долины Литвы. Тр. АН ЛитССР, сер. Б, т. I (56). Вильнюс, 1969.

Величкевич Ф. Ю. Палеокарпологическое изучение четвертичной флоры. Тезисы докладов межвузовской конференции по биологии. Л., 1968.

Величкевич Ф. Ю. О плейстоценовой флоре Нижнинского Рва в Белоруссии. XXIII Герценовские чтения (Материалы межвузовской конференции). Л., 1971а.

Величкевич Ф. Ю. Плейстоценовая флора Борхова Рва на Днепре. ДАН БССР, т. XV, № 5, 1971б.

Величкевич Ф. Ю. Четвертичные флоры западных областей Европейской части СССР. Автореферат канд. дисс. Л., 1971в.

Велічкewіч Ф. Ю. Пра раннецацвярцічныя флары Беларусі. В кн.: Антрапаген Беларусі. Мінск, 1971г.

Вознячук Л. Н. О положении границы последнего оледенения в Белоруссии. Уч. зап. БГУ, вып. 28, серия геол., 1956.

Вознячук Л. Н. Новые данные о миндель-рисских отложениях Белоруссии. ДАН БССР, т. III, № 3, 1959а.

Вознячук Л. Н. Краткий очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений западной части Гродненской области. В кн.: Материалы конференции молодых геологов АН БССР (естеств. науки). Минск, 1959б.

Вознячук Л. Н. О межледниковых отложениях с. Микулино. Тр. Института геологических наук АН БССР, вып. 2. Минск, 1960.

Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии. В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, 1961.

Вознячук Л. Н. К вопросу о стратиграфическом и палеогеографическом значении плейстоценовых флор Белоруссии и Смоленской области. Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, № 30, 1965.

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

Вознячук Л. Н. Лихвинское межледниковье на территории Белоруссии. Вестник БГУ им. В. И. Ленина, серия II, № 2, 1970.

Вознячук Л. Н., Будько В. Д., Калечиц Е. Г. Схема стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Белоруссии и смежных территорий. В кн.: Древности Белоруссии. Доклады к конференции по археологии. Минск, 1969.

Вознячук Л. Н., Вагнер Н. М. О морфологии долины Западной Двины на территории Белоруссии и смежных районов России и Латвии. В кн.: Материалы научно-теоретической конференции Минского гос. пед. ин-та. Минск, 1966.

Вознячук Л. Н., Вознячук Н. Т. Террасы среднего течения Немана. В кн.: Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.

Вознячук Л. Н., Грипинский Н. М., Пузанов Л. Т. Стратиграфия. Четвертичная система. В кн.: Геология СССР, т. III. Белорусская ССР. М., 1971.

Вознячук Л. Н., Копысов Ю. Г., Кононов А. Н., Махнач А. С. Геологическое строение, рельеф и полезные ископаемые. В кн.: Проблемы Полесья. Минск, 1972.

Вознячук Л. Н., Леонович О. П., Лукашев К. И. Новая схема стратиграфии и палеогеографии голоцена Белоруссии. ДАН СССР, т. 186, № 2, 1969.

Вознячук Л. Н., Лукашев К. И. Основные черты палеогеографии антропогена Белоруссии. Изв. АН СССР, серия географическая, № 5, 1969.

Вознячук Л. Н. и Махнач Н. А. Межледниковые образования у д. Муравы (Белоруссия) и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины. Изв. АН БССР, № 1, 1954.

Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. Новая схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений Белоруссии. В кн.: Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.

Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. К вопросу о геологическом возрасте отложений беловежского межледниковья. ДАН БССР, т. 11, № 8, 1967.

Вознячук Л. Н., Пузанов Л. Т. История геологического развития. Четвертичный период. В кн.: Геология СССР, т. III, Белорусская ССР. М., 1971.

Вознячук Л. Н., Цапенко М. М. Геоморфология. В кн.: Геология СССР, т. III. Белорусская ССР. М., 1971.

Гарэлік З. А. Аб уплыве тэктонікі на фарміраванне рэльефу і размеркаванне рачной сеткі ў раёне Мікашэвіцка-Жыткавіцкага выступу і некаторыя асаблівасці яго развіцця. Весці АН БССР, серыя фіз.-тэхн. навук, № 3, 1963.

Гедройц А. Э. Геологические исследования в губерниях Виленской, Гродненской, Минской, Волынской и северной части царства Польского. В кн.: Материалы для геологии России, т. 17. М., 1895.

Гельмерсен Г. П. Отчет о геологических исследованиях и разведках, произведенных с 1872 до 1875 г. в губерниях Гродненской и Курляндской для изучения встречающихся в них месторождений минерального топлива. Горный журнал, т. 1, № 2, 1880.

Голубцов В. К., Махнач А. С. Фацции территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск, 1961.

Горелик З. А. Связь современного рельефа Полесской низменности с тектоническими структурами. Известия вузов, геология и разведка, № 11, 1958.

Горелик З. А. О происхождении Мозырской гряды. ДАН БССР, т. III, № 6, 1959а.

Горелик З. А. Основные тектонические структуры БССР и их влияние на формирование современного рельефа. Изв. вузов, геология и разведка, № 8, 1959б.

Горелик З. А. О происхождении р. Днепр и причинах ее резкого изгиба в районе г. Орши. В кн.: Вопросы географии Белоруссии, вып. I. Минск, 1960.

Горелик З. А. О влиянии соляных структур Припятской впадины на распределение гидрографической сети и некоторые данные об их развитии в мезокайнозое. ДАН БССР, т. V, № 1, 1961.

Горелик З. А. О причинах изгибов реки Припяти в районе города Петрикова. ДАН БССР, т. VI, № 12, 1962.

Горелик З. А. О времени и причинах формирования Полесской низменности. ДАН БССР, т. IX, № 2, 1965.

Горелик З. А. Об этапах формирования основных тектонических структур территории Белоруссии. В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969.

Горелик З. А., Айзберг Р. Е., Синичка А. М., Анцупов П. В., Макаревич В. Н. Современная структура и история тектонического развития Припятской впадины. Минск, 1968.

Горецкий Г. И. О перигляциальной формации. Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, № 22, 1958.

Горецкий Г. И. Шевченковская гляцио-аллювиальная свита на Среднем Днепре. ДАН СССР, т. 136, № 6, 1961.

Горецкий Г. И. Генетические типы и разновидности перигляциальной формации. В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, 1962.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М., 1964.

Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги. М., 1966.

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

Горецкий Г. И. О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и ледниковых отторженцев. Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.

Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. М., 1970.

Гридин В. И. Морфометрический метод поисков тектонических структур и дешифрирование материалов аэрофотосъемки при среднемасштабном геологическом картировании Припятского прогиба. В кн.: Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.

Гридин В. И. Некоторые вопросы тектонического обоснования аэрогеологического и морфометрического методов. В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск, 1966.

Гурский Б. Н. Условия залегания и строение антропогенных (четвертичных) отложений в бассейне р. Сож (по материалам геолого-съёмочных работ). Автореферат канд. дисс. Минск, 1965.

Гурский Б. Н. К истории развития рельефа бассейна р. Сож в антропогенное время. Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, № 35, 1968.

Гурский Б. Н. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена центральной и южной Белоруссии. Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, № 39, 1970.

Гурский Б. Н., Левицкая Р. И. О самостоятельности сожского (московского) оледенения. ДАН БССР, т. XII, № 9, 1968.

Гурский Б. Н., Левицкая Р. И. Соотношение краевых форм дочетвертичного рельефа на территории Белоруссии. ДАН БССР, т. 14, № 6, 1970.

Гурский Б. Н., Логойко А. Т., Ширин Е. И. Некоторые данные о положении последнего (валдайского) оледенения на территории БССР. В кн.: Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.

Дактуроўскі В. С. Міжледавіковыя тарфы БССР. Зап. АН БССР, кн. 3, 1934.

Даниловский И. В. История отложений и форм рельефа в Пропойском и Быховском районах. Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 4. М., 1939.

Даниловский И. В. Опорный разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и руководящие четвертичные моллюски. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 9. М., 1955.

Дарафееў П. І., Велічкевіч Ф. Ю. Новыя матэрыялы аб пляцэнавай флоры Беларусі. В кн.: Антрапаген Беларусі. Мінск, 1971.

Дементьев В. А. Основные черты морфологии и развития Белоруссии. Тр. Всесоюзного географического съезда, т. II. М., 1948а.

Дементьев В. А. Развитие рельефа Белоруссии в вюрмскую эпоху. В кн.: Геология и полезные ископаемые БССР, сб. II. Минск, 1948б.

Дементьев В. А. Сквозные долины Белоруссии и возможности их хозяйственного использования. Уч. зап. БГУ, вып. 21. Минск, 1954.

Дементьев В. А. Основные черты рельефа Белорусского Полесья. Тр. комплексной экспедиции по изучению водоемов Полесья. Минск, 1956.

Дементьев В. А. К характеристике морфометрии рельефа Белоруссии. Тр. геогр. ф-та БГУ, вып. 2. Минск, 1958.

Дементьев В. А. Основные черты рельефа и геоморфологические районы Белоруссии. Вопросы географии Белоруссии, вып. I. Минск, 1960.

Дмитрієв М. І. Про тераси Середнього Дніпра. Уч. зап. ХДУ, кн. 6—7. Харків, 1936.

Дмитриев Н. И. О количестве и возрасте террас Среднего Днепра. Землеведение, в. 1, 1937.

Дмитриев Н. И. О возрасте шестой террасы Среднего Днепра. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 1956.

Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. Избранные труды. М., 1949.

Дорофеев Л. М. Гляциальные отложения плейстоцена УССР. В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. К VIII конгрессу INQUA. Киев, 1960.

Дорофеев П. И. О плиоценовой флоре Белоруссии. В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., 1967.

Дорофеев П. И., Велічкевіч Ф. Ю. О позднеплиоценовой флоре деревни Дворец на Днепре. ДАН СССР, т. 200, № 5, 1968.

Дорофеев П. И., Манькин С. С. Оligоценовая флора дер. Стародубки на Днепре. ДАН БССР, т. XIII, № 5, 1969.

Еўцыхевіч В. М. Падземны размыў (эрозія) глебагрунтоў Беларусі і меры барацьбы з ім. В кн.: Антрапаген Беларусі. Мінск, 1971.

Жирмунский А. М. Подземные воды Западного края. В кн.: Мат. по общей и прикладной геологии. Л., 1927.

Жирмунский А. М. К вопросу о границах оледенений на Русской равнине. Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, т. I. Минск, 1929.

Жирмунский А. М. Геологический очерк БССР и Зап. обл. РСФСР. Изд. ГГРУ, 60. М.—Л., 1930.

Жирмунский А. М. Межледниковые отложения бассейна р. Зап. Двины. Бюлл. информ. бюро. АИЧПЕ, № 1, 1931.

Жирмунский А. М. Новые данные по тектонике, геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений БССР и западной области РСФСР. Тр. Центр. научно-исслед. геол. развед. ин-та (ЦНИГРИ), вып. 17. Л., 1934.

Жирмунский А. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, 28-й лист, Юго-восточная четверть листа. Тр. Всесоюз. ГРО, вып. 234. М., 1943.

Ильин Е. А. К характеристике генетических типов ледникового рельефа вюрмской эпохи на территории Северо-Западной Белоруссии. ДАН БССР, т. 5, № 4, 1961.

Ильин Е. А. Антропогенные отложения и генетические категории ледникового рельефа северо-запада БССР. Автореферат канд. дисс. Минск, 1962.

Ильин Е. А. Условия формирования краевых образований последнего оледенения на северо-западе БССР. В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965.

Ильин Е. А. Приледниковые озера северной Белоруссии. В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967.

Ильин Е. А. Распределение и петрографический состав галечной фракции в валдайской и московской моренах Белоруссии. ДАН БССР, т. 13, № 5, 1969.

Ильин Е. А., Крутоус Э. А. Некоторые вопросы истории и классификации приледниковых озер северной части Белоруссии. В кн.: Материалы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада. Л., 1965.

Ильин Е. А., Мандер Е. П. Стадиальные полосы краевых образований московского и валдайского оледенений на территории Белоруссии. В кн.: Краевые образования материковых оледенений. Минск, 1972.

Исаченков В. А. О перестройке речной сети в бассейне Верхнего Днепра. Вестник МГУ, серия V, геогр., № 6, 1962.

Исаченков В. А. Развитие рельефа левобережья Верхнего Поднепровья в четвертичное время. Автореферат канд. дисс. М., 1963.

Исаченков В. А. О дочетвертичных поверхностях выравнивания в бассейне Верхнего Днепра. В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., 1964а.

Исаченков В. А. О новейшей тектонике бассейна Верхнего Днепра. В кн.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. М., 1964б.

Исаченков В. А. Новые данные по палеогеоморфологии и неотектонике бассейна Верхнего Днепра. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4, 1964в.

Карножицкий А. Н. Геологические исследования в юго-западной части Витебской губернии и в северных частях губерний Минской и Могилевской. В кн.: Материалы для геологии России, т. 17. М., 1895.

Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. Акад. наук, 10, прилож., 8, 1887.

Кичкина М. С. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Белоруссии и общие черты истории его формирования. В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск, 1965.

Колпашников Г. А. К вопросу геологической характеристики древних террас Днепра и Припяти в юго-восточной части Белорусской ССР. В кн.: Геология и гидрогеология Припятского прогиба. Минск, 1963.

Колпашников Г. А. Антропогенные (четвертичные) отложения Днепро-Припятского междуречья. Автореферат канд. дисс. Минск, 1965.

Колпашников Г. А. О значении экзогенного фактора в формировании современного рельефа в юго-восточной части БССР. В кн.: Современные экзогенные процессы, ч. I. Киев, 1968.

Кондратене О. П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных. В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной части Литвы. Вильнюс, 1965.

Кондратене О. П. О проблематических межморенных отложениях у Пурмалей и Гвильджей. Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Тр. Ин-та геологии, вып. 5. Вильнюс, 1967.

Коптев А. И. К литологии нижнеантропогенных отложений Белоруссии. В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, 1961.

Коржуев С. С. Рельеф Припятского Полесья. М., 1960.

Крутоус Э. А. Предварительные данные палеокарпологического изучения пород обнажения Нижнего Рва у г. Шклова. В кн.: Материалы II научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1968.

Крутоус Э. А., Кузнецов В. А., Мандер Е. П. Новые данные о строении и карпологической характеристике муравинских отложений Верхнего Днепра. ДАН БССР, т. XIV, № 7, 1970.

Кузнецов В. А., Мандер Е. П. Новые данные о строении и особенностях формирования аллювиальных отложений второй надпойменной террасы Верхнего Днепра. ДАН БССР, т. XIV, № 4, 1970.

Кузнецов В. А., Мандер Е. П., Шиманович С. Л. О строении и условиях залегания нижнеантропогенского аллювия Пра-Днепра у д. Дворец Речицкого района. ДАН БССР, т. XIV, № 2, 1971.

Личков Б. Л. К вопросу о существовании пустынь в четвертичное время в Европе. Зап. Киев. об-ва естест., т. XXVII, вып. 3. Киев, 1928.

Личков Б. Л. О террасах Днепра и Припяти. В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии, в. 95. М., 1928.

Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. Тр. Геоморфологического института, вып. I. М., 1931.

Личков Б. Л. Об эпейрогенических движениях на Русской равнине. Тр. Геоморфологического института, вып. 10. М., 1934.

Личков Б. Л. О происхождении древних глубоких разрывов четвертичного и предчетвертичного времени в ледниковом районе Европейской части СССР. В кн.: Проблемы физической географии, т. II. М., 1942.

- Лукашев В. К. О современной деятельности ветра в Белорусском Полесье. ДАН БССР, т. 4, № 4, 1960.
- Лукашев В. К. Палеогеографические условия дюнообразования в Полесье. ДАН БССР, т. 7, № 5, 1963.
- Лукашев К. И. Основные генетические типы четвертичных отложений СССР. Минск, 1955.
- Лукашев К. И. Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена. Минск, 1959.
- Лукашев К. И. Генетические типы и фации антропогенных отложений. Минск, 1960.
- Лукашев К. И. Геология четвертичного периода. Минск, 1971.
- Лукашев К. И., Астапова С. Д. Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск, 1971.
- Лукашев К. И., Вознячук Л. Н. Межледниковые комплексы четвертичной толщи Белоруссии. ДАН БССР, т. 12, № 6, 1968.
- Лукашев К. И., Вознячук Л. Н. Ледниковые комплексы четвертичной толщи Белоруссии. ДАН БССР, т. 12, № 5, 1968.
- Малярэвіч С. С. Геалагічныя даследаванні ў сярэдняй частцы правабярэжжа р. Бярэзіны. В кн.: Матэрыялы па вывучэнню геалогіі і карысных выкапняў БССР, т. 6. Мінск, 1933.
- Мандер Е. П. Закономерности распространения и условия залегания моренных отложений на территории Белорусской ССР. В кн.: Краевые образования материкового оледенения. М., 1972.
- Мандер Е. П., Кузнецов В. А., Лукашев В. К., Винокуров В. Ф. Опорный разрез нижнеантропогенных отложений юга Белорусского Поднепровья. ДАН БССР, т. XIV, № 10, 1970.
- Мандэр К. П., Кузняцоў У. А. Разрез дадняпроўскай алювіяльнай тоўшчы ў даліне Дняпра каля Рэчыцы. В кн.: Антрапаген Беларусі. Мінск, 1971.
- Манькин С. С. Стратиграфия третичных отложений Белоруссии. Минск, 1959.
- Манькин С. С. Пыльца верхнеслигоценовых и неогеновых отложений Белоруссии и ее стратиграфическое значение. В кн.: Палеонтология и стратиграфия БССР. Минск, 1966.
- Марініч О. М. Основні риси будови та історії розвитку річкових долин Українського Полісся. Геогр. збірник (Геогр. тов. УРСР), вип. 1. Київ, 1956.
- Маринич А. М. Геоморфология южного Полесья. Киев, 1963.
- Матвеев А. В. Особенности литолого-минералогического состава разновозрастных морен в бассейне Березины (днепровской) и их значение для стратиграфии. Автореферат канд. дисс. Минск, 1966.
- Матвеев А. В. Ледниковые отложения Белоруссии (минералого-петрографические особенности). Минск, 1971.
- Махнач Н. А. Стратиграфическое значение спорово-пыльцевых спектров из плейстоценовых отложений Белоруссии. ДАН СССР, т. 114, № 3, 1957.
- Махнач Н. А. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии. В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии к VI конгрессу ИНКВА. Минск, 1961.
- Махнач Н. А. О самостоятельности московского оледенения на территории Белоруссии. ДАН БССР, т. X, № 1, 1966.
- Махнач Н. А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. Минск, 1971.
- Махнач Н. А., Кузнецов В. А., Мандер Е. П. Материалы к характеристике межледниковых отложений у г. Шклова. ДАН БССР, т. XIV, № 5, 1970.
- Махнач Н. А., Матвеев А. В. Разрез древнеплейстоценовых отложений у д. Мостки Гродненской области. ДАН БССР, т. XII, № 5, 1968.
- Махнач Н. А., Левков Э. А., Гурский Б. Н., Линник И. А., Пасюкевич В. И., Матвеев А. В., Мандер Е. П. Схема стратиграфического расчленения четвертичных (антропогенных) отложений Белоруссии. ДАН БССР, т. XIII, № 1, 1970.
- Махнач Н. А., Мандер Е. П., Кузнецов В. А. Новые данные о возрасте аллювиальных отложений близ д. Малая Александрия Шкловского района. ДАН БССР, т. XIII, № 10, 1969.
- Махнач Н. А., Манькин С. С., Мандер Е. П. Доминдельская флора д. Дворец на Днепре. ДАН БССР, т. 14, № 12, 1970.

- Мирчинк Г. Ф. Из четвертичной истории равнины Европейской части СССР. В кн.: Геологический вестник, т. 5, № 4—5, 1926—1927.
- Мирчинк Г. Ф. Межледниковые отложения Европейской части СССР и их значение в четвертичной истории. В кн.: Геологический вестник, т. 7, № 1—3, 1929 а.
- Мирчинк Г. Ф. О соотношении речных террас и стоянок палеолитического человека в бассейне рр. Десны и Сожа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. VII, № 1—2, 1929 б.
- Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода. Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, № 2, 1930.
- Мирчинк Г. Ф. Новые данные о межледниковых отложениях ресс-вюрмского времени. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. IX, № 3—4, 1931.
- Мирчинк Г. Ф. Изучение межледниковых отложений с целью выявления их соотношений с речными террасами. Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода (INQVA), вып. I, М., 1937.
- Мирчинк Г. Ф. Основы четвертичной истории на территории СССР. В кн.: Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 37, М., 1946.
- Миссуна А. Б. Материалы к изучению ледниковых отложений Белоруссии и Литовского края. В кн.: Материалы к познанию геол. строения Российской империи, вып. II, М., 1903.
- Миссуна А. Б. Краткий очерк геологического строения Новогрудского уезда Минской губернии. Зап. Минского об-ва, сер. 2, т. 50, вып. V, М., 1915.
- Москвитин А. И. Погребенный торфяник в отложениях нижней надпойменной террасы р. Друти у г. Рогачева. Бюлл. Информационного бюро Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, № 3—4, М., 1932.
- Москвитин А. И. О вюрмской эпохе в Европейской части СССР. Вестник АН СССР, № 12, 1948.
- Москвитин А. И. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1954.
- Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 123, М., 1965.
- Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 156, М., 1967.
- Москвитин А. И., Сомов Е. И., Козлова В. Н., Кулясова Н. В. Некоторые новые данные по межледниковым отложениям БССР. М., 1936.
- Мотуз В. М. Распределение, условия залегания и генезис лессовых пород БССР. Автореферат канд. дисс. Минск, 1958.
- Мотуз В. М. О палеогеографических условиях образования лессовых пород по данным малакофауны. В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений к VI конгрессу ИНКВА в Варшаве. Минск, 1961.
- Мотуз В. М. Основные черты развития долины р. Березина в верхнем плейстоцене и голоцене. В кн.: Материалы 5-й конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1968.
- Мотуз В. М., Мандер Е. П. Об условиях накопления и минералогическом составе аллювиальных отложений долины Днепра в пределах БССР. В кн.: Материалы II научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1968.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957.
- Нейштадт М. И., Хотинский Н. А. и др. Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., 1965.
- Пасюкевич В. И., Левицкая Р. И., Семенюк А. Д. К вопросу о границе валдайского оледенения на западе Белоруссии. ДАН БССР, № 9, 1966.
- Пасюкевич В. И., Семенюк А. Д. Нижнечетвертичные отложения в разрезе четвертичной толщи в районе г. Щучина Гродненской области. В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., 1967.
- Пидспличко А. П., Грищук Р. И. Некоторые итоги изучения сапропелевых отложений Белорусской ССР. В кн.: Химия и генезис торфа и сапропелей. Минск, 1962.
- Поголяев Д. И. Сечинские гляциодислокации. Уч. зап. Смоленского пед. ин-та, вып. 3, Смоленск, 1956.
- Поголяев Д. И. Реки Смоленской области. Сборник научных работ Смоленского краеведческого научно-исследовательского ин-та, вып. 2, Смоленск, 1958.
- Поголяев Д. И. Тектонические структуры северной окраины Днепровско-Донецкой впадины. Уч. зап. Смоленского гос. пед. ин-та, вып. 8, Смоленск, 1959.
- Поголяев Д. И. Геология и полезные ископаемые Смоленской области, т. I и II. Смоленск, 1965.

Погуляев Д. И., Исаченков В. А. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода левобережной части верхнего Поднепровья. Уч. зап. Смоленского гос. пед. ин-та. Смоленск, 1963.

Пузанов Л. Т., Вознячук Л. Н. Граница валдайского оледенения на территории северной Белоруссии. Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, № 34. М., 1967.

Пузанов Л. Т., Лободенко В. Г. О древнечетвертичном (березинском) оледенении в восточной части Белоруссии. В кн.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., 1967.

Ромоданова А. П. Четвертинні (антропогенові) відклади лівобережжя середнього Дніпра. Київ, 1964.

Ромоданова А. П., Артюшенко А. Г., Христофорова Т. Ф. Леночные глинисто-песчаные отложения Среднего Приднепровья. В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. К VIII конгрессу INQVA. Киев, 1969.

Ромоданова А. П., Возгрин Б. Д., Голубицкая А. А., Липкина-Кучинская Н. Е., Христофорова Т. Ф. Древнеплейстоценовые отложения долины Среднего Днепра. В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. К VIII конгрессу INQVA. Киев, 1969.

Ромоданова А. П., Махнач Н. А. До обґрунтування віку антропогенових відкладів перепоглибленої частини середнього Дніпра. ДАН УРСР, № 5, сер. Б, 1968.

Ромоданова А. П., Христофорова Т. Ф. Нові дані по стратиграфії четвертинних відкладів долини Дніпра. ДАН УРСР, № 5, Київ, 1967.

Сакс В. Н. К вопросу о стратиграфии ледниковых отложений Белоруссии. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. т. 4, вып. 1, 1934.

Соболев Д. Н. К геологии и геоморфологии Полесья. Изв. Укр. ГРУ, вып. 16. Киев, 1931.

Соболев Д. Н. О четвертичном морфогенезе на Украине. Тр. II Международной конференции АИЧПЕ, вып. 2. Л.—М., 1933.

Соболев Д. Н. Ландшафты ледниковой формации Западной Белоруссии. Природа, № 2, 1940.

Соболев Д. Н. О стратиграфии террас Среднеднепровья. В кн.: Зап. Харьковского сельскохозяйственного ин-та, т. X. Харьков, 1946.

Суўві Л. П. Дыятамавыя водарасці александрыйскіх (ліхвінскіх) адкладаў Беларусі (па разрэзу Мацвееў Роў). В кн.: Антрапаген Беларусі. Мінск, 1971.

Тутковский П. А. Конечные морены, валунные пологосы и озы в южном Полесье. Зап. Киевского об-ва естествоиспытателей, т. 22, вып. 2. Киев, 1900.

Тутковский П. А. Ископаемые пустыни северного полушария. Землеведение, кн. 1—4. М., 1909.

Тутковский П. А. Геологический очерк Минской губернии, вып. 2. Киев, 1925.

Ушко К. А. Лихвинский (чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений. В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959.

Цапенко М. М. К вопросу о геологической природе Полесья. Изв. АН БССР, серия геол., № 2, 1947.

Цапенко М. М. К геоморфологической карте и геоморфологическому районированию территории Белоруссии. Тр. Регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии. Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН ЛитССР, т. IV. Вильнюс, 1957.

Цапенко М. М. К истории геологического развития территории Белорусской ССР в антропогеновое время. Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 2. Минск, 1960.

Цапенко М. М. Структурные и скульптурные формы доантропогеновой поверхности Белоруссии и их влияние на мощность и строение антропогеновой толщи. В кн.: Вопросы географии Белоруссии, вып. 1. Минск, 1960 а.

Цапенко М. М. Основные черты рельефа Белоруссии в палеогеографическом освещении. Доклад на втором геоморфологическом совещании. М., 1960 б.

Цапенко М. М. Об условиях формирования антропогеновых отложений Белорусской ССР. В кн.: Материалы по генезису и литологии четверт. отлож. Минск, 1961 а.

Цапенко М. М. Антропогеновые отложения БССР и их соотношение с аналогичными образованиями смежных областей. В кн.: Материалы Всесоюзного совещ. по изучению четвертич. периода, т. II. М., 1961 б.

Цапенко М. М. Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена Белоруссии. Обобщающий доклад по совокупности опубликованных работ, представленных на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 1966.

Цапенко М. М., Мандер Е. П. Геологическое строение антропогенных отложений и история формирования Днепра на территории Белорусской ССР. Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, № 35, 1968.

Цапенка М. М., Мандэр К. П. Да характарыстыкі сучаснай паверхні даантрапагенавых парод Беларусі. В кн.: Антрапаген Беларусі. Мінск, 1971.

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

Цапенко М. М., Махнач Н. А. К стратиграфии антропогенной толщи в долине Березины. В кн.: Палеонтология и стратиграфия БССР, сб. V. Минск, 1966.

Цапенко М. М., Шевяков Б. В., Мандер Е. П. Рельеф Белоруссии и некоторые особенности его формирования. В кн.: Материалы по антропогену Белоруссии к VI конгрессу ИНКВА в Варшаве. Минск, 1961.

Чеботарева Н. С. Валдайское оледенение северо-запада Русской равнины. Автореферат докт. дисс. М., 1968.

Чеботарева Н. С. Краевые образования и граница валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины. В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М., 1963.

Чеботарева Н. С. Краевые образования последнего оледенения на Двинско-Днепровском междуречье. В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965.

Чеботарева Н. С., Вигдорчик М. Е. и др. Геоморфология, строение толщи четвертичных отложений и границы оледенений. В кн.: Рельеф и стратиграфия четв. отл. северо-запада Русской равнины. М., 1961.

Чепулите В. А. Дочетвертичная поверхность и закономерности распределения стратиграфических горизонтов моренных суглинков юго-восточной Литвы. В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы, вып. 2. Вильнюс, 1965.

Чепулите В. А. О влиянии неотектонических движений на формирование палеогеоморфологических поверхностей плейстоцена Ошмянской и северной части Судувской возвышенности. В кн.: Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы, вып. 5. Вильнюс, 1967.

Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М., 1950.

Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения. ДАН СССР, т. 117, № 2, 1957.

Шик С. М. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосковского бассейна. Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. III. М., 1960.

Шик С. М. Доледниковая гидрографическая сеть юго-запада Подмосковья и ее развитие в плейстоцене. В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. II. М., 1961.

Щербakov Ю. А. Рельеф окрестностей Могилева. В кн.: Очерки по географии Могилева и его окрестностей. Могилев, 1954.

Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий. Тр. Всесоюзного географического съезда, т. 2. М., 1948.

Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 17. М., 1956.

Якушко О. Ф. Торфология некоторых озер севера Белоруссии. Тр. географ. факультета Белорусского гос. ун-та, вып. 1. Минск, 1958.

Якушко О. Ф. География озер Белоруссии. Минск, 1967.

Якушко О. Ф. Белорусское Поозерье. Минск, 1971.

Якушка В. П., Махнач Н. А., Хурсевич Г. К. Палеогеография бассейна Балдуских (Блакітных) азёр у галацэне. Весці АН БССР, сер. біял. навук, № 5, 1972.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	5
<i>Глава I</i>	
О СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ И ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БЕЛО- РУССИИ . . . . .	7
<i>Глава II</i>	
СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОСАДКОВ БЕЛОРУССИИ . . . . .	15
О геологической и геоморфологической изученности Белоруссии . . . . .	15
Стратиграфическая схема и ее краткое обоснование . . . . .	17
Условия залегания и закономерности распространения антропогенных осадков . . . . .	48
<i>Глава III</i>	
РЕЛЬЕФ БЕЛОРУССИИ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО РАЗВИТИЯ В АНТРОПОГЕНЕ . . . . .	64
Особенности рельефа ложа антропогенных пород . . . . .	64
Характерные особенности развития рельефа Белоруссии в антропогене . . . . .	77
<i>Глава IV</i>	
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА БЕЛОРУССИИ . . . . .	90
Рельеф области поозерского оледенения . . . . .	90
Рельеф области сожского оледенения . . . . .	96
Крупнейшие речные долины Белоруссии . . . . .	104
Литература . . . . .	115

**Мандер Екатерина Павловна**  
**АНТРОПОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**  
**И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА**  
**БЕЛОРУССИИ**  
**(к IX конгрессу INQUA)**

Редактор Е. Волкинд  
Обложка художника С. Савченко  
Художественный редактор Л. Усачев  
Технический редактор И. Тихонова  
Корректор И. Альперович

Печатается по постановлению РИСО АН БССР

АТ 01127. Сдано в набор 29/III-73 г. Подписано в печать 7/VI-73 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>32</sub>. Бумага тип. № 2. Печ. л. 8,0. Усл. печ. л. 11,8.  
Уч.-изд. 10,1 л. Изд. зак. 153. Тип. зак. 294. Тираж 1000 экз. Цена 1 р. 32 к.

Издательство «Наука и техника». Минск, Ленинский проспект, 68.  
Типография имени Франциска (Георгия) Скорины издательства «Наука  
и техника» АН БССР и Госкомитета СМ БССР по делам издательств,  
полиграфии и книжной торговли. Минск, Ленинский проспект, 68.

**Мандер Е. П.**

- М23 Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии. Мн., «Наука и техника», 1973.  
128 с. с ил. (АН БССР. Ин-т геохимии и геофизики).  
1000 экз. 1 р. 02 к.

Работа является обобщением материала по стратиграфии, палеогеографии и геоморфологии Белоруссии. В ней освещены общие закономерности строения, распространения и условий залегания различных стратиграфических горизонтов антропогенной толщи. Основные черты рельефа и его развитие в антропогене определены структурно-тектоническими особенностями, неотектоническими движениями земной коры, строением ложа антропогенных осадков, а также взаимодействием различных экзогенных факторов, определяющим из которых является ледниковый. Составлена серия гипсометрических карт по отдельным срезам антропогенной толщи, палеогеографических карт.— Список лит.: с. 115—123.

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „НАУКА И ТЕХНИКА“**

*готовится к печати книга*

**Коллектив авторов**

**ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ АНТРОПОГЕНА  
БЕЛОРУССИИ**

*На русском языке. 18,7 л. Цена 1 р. 56 к.*

Книга освещает состояние и задачи палеогеографических исследований антропогена территории Белоруссии и состоит из двух частей. В первой части рассматриваются основные черты стратиграфии и палеогеографии нижнего, среднего и верхнего антропогена, а также голоцена. Во второй части приводятся данные о палеогеографической роли и достижениях различных методов исследования антропогеновых образований (биостратиграфического, литологического, геохимического, геоморфологического, археологического и др.). В написании работы приняли участие ведущие геологи-четвертичники республики.

Рассчитана на широкий круг геологов, географов, краеведов, а также студентов-геологов и географов.

*Заказы на книгу направляйте по адресу: 220688, Минск, Площадь Свободы, 19, магазину «Книга—почтой».*

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „НАУКА И ТЕХНИКА“**

*готовится к печати книга*

**В. А. Кузнецов**

**ГЕОХИМИЯ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА**

*На русском языке. 15-л. Цена 1 р. 63 к.*

В работе рассматриваются геохимические аспекты аллювиального литогенеза. Характеризуются основные закономерности и особенности распространения химических элементов в аллювиальных комплексах неоген-четвертичной толщи Верхнего Поднепровья в зависимости от литофациальных и палеогеографических условий их формирования. Раскрываются закономерности химической дифференциации аллювия на различных этапах литогенеза.

Большое внимание уделяется геохимическим критериям реконструкций палеогеохимических и палеогеографических условий формирования погребенного аллювия, использованию данных геохимического состава речных осадков для поиска полезных ископаемых, геохимического картирования территорий в геологических, сельскохозяйственных, медицинских и других целях, корреляции осадков и т. д.

Рассчитана на работников научно-исследовательских и производственных организаций геологического профиля и смежных областей, а также преподавателей и студентов геологических факультетов.

*Заказы на книгу направляйте по адресу: 220688, Минск, Площадь Свободы, 19, магазину «Книга—почтой».*

1 р. 02 к.

810