

БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

М. Е. КОМАРОВСКИЙ

**ПАЛЕОЛОЖБИНЫ
БЕЛОРУССКОГО ПООЗЕРЬЯ**

МИНСК
БГУ, 2008

УДК 551.435.42(476)

Комаровский М. Е. Палеоложбины Белорусского Поозерья. Мн.: БГУ, 2008 с. **186**.

В монографии приводятся результаты комплексных исследований и новейший материал по строению и формированию палеоложбин Белорусского Поозерья. Рассматриваются соотношения палеоложбин различного возраста и типа в разрезе и на площади и факторы, контролирующие распространение и природу палеоврезов. Анализируется связь между образованием таких переуглублений и геологической деятельностью ледниковых покровов и подледниковых талых вод. Освещены вопросы классификации и аспекты рационального использования ресурсов палеоложбин.

Для геологов-четвертичников, геоморфологов, работников службы охраны природы, преподавателей и студентов геологических специальностей.

Табл. 6 . Ил. 66. Библиогр.: 262 назв.

M. E. Komarovsky. Palaeo-valleys in the Belarusian Poozerje area. Mн.:Belarussian State University, 2008, p. **186**.

Abstract:

This monograph adduces the results of complex research as well as recent material on the structure and forming of the Quaternary glacial valleys in the Belarusian Poozerje area. Proportions of palaeo-valleys of different ages and types are studied in their profile and in the area, together with the factors that control expansion and nature of buried valleys. Interconnection between forming of such over-hollows, and geological activity of glacial cover and subglacial meltwater is analyzed. The classification problems and the issues of rational utilization of resources of the palaeo-incisions are covered.

For the quaternary geologists, geomorphologists, workers of the nature conservation services, teachers and students of geological specialties.

Рецензенты:

академик НАН Беларуси, профессор *А. В. Матвеев*;

доктор географических наук, профессор *В. Н. Губин*

УДК 551.435.42(476)

© Комаровский М. Е.

ISBN 985-485-569

© БГУ, 2008

ВВЕДЕНИЕ

Одной из самых примечательных особенностей субчетвертичной поверхности территории Белорусского Поозерья является широкое развитие ледниковых ложбин – глубоких вытянутых, обычно узких понижений, полностью заполненных ледниковыми отложениями. Крупные палеоложбины принадлежат сложно разветвленной системе ледниковых переуглублений субчетвертичного рельефа запада и северо-запада Восточно-Европейской равнины. В Северной Беларуси ледниковые ложбины выделяются своей масштабностью, амплитудой вреза, выразительностью и морфологическим разнообразием и по этим показателям являются классическими среди подобного рода переуглублений соседних регионов Беларуси, Прибалтики и Российской Федерации.

В настоящее время проблема выяснения геологической структуры и происхождения палеоложбин Северной Беларуси вызывают неослабный интерес в научном и практическом аспектах. Прежде всего эта проблема играет важную роль для выяснения природы и морфогенеза отрицательных форм погребенного рельефа и для воссоздания геологической деятельности покровных ледников и субгляциальных талых ледниковых вод. Изучение детального геологического строения палеоложбин имеет большое значение для разработки теоретической базы поисков месторождений пресных подземных вод и неметаллических полезных ископаемых в таких структурах. Редкие и достопримечательные палеоложбины представляют собой, кроме того, особую ценность в культурно-познавательном и рекреационном отношении.

На сегодня уже достаточно обоснованы отдельные стороны рассматриваемой проблемы: в общих чертах выявлено распространение палеоврезов, охарактеризовано геологическое строение заполняющих их разновозрастных горизонтов, обоснована ледниковая природа многих переуглублений и прослежено соотношение между распределением палеоложбин и разломами региона (Г. И. Горецкий, А. В. Матвеев, Б. Н. Гурский, Л. А. Нечипоренко, Е. П. Мандер, Р. И. Левицкая). Впрочем, цельная картина морфогенеза ледниковых ложбин в области Белорусского Поозерья остается неясной.

Цель монографии – установить принципиальные особенности геологического строения, морфологии и формирования палеоложбин Белорусского Поозерья. Это потребовало решения следующих задач: выделить погребенные ледниковые ложбины территории; установить связь расположения переуглублений с характером дочетвертичного субстрата; изучить морфологию и внутреннее строение заполняющего комплекса отложений; определить возраст и особенности проявления в земном рельефе; классифицировать ледниковые ложбины; реконструировать лито- и морфогенез и разработать рекомендации для рационального использования ресурсов палеоложбин.

Книга представляет собой первое комплексное исследование погребенных ледниковых ложбин Северной Беларуси. В результате установлена приуроченность палеоложбин к региональным экзарационным понижениям субчетвертичной поверхности; выявлено морфологическое и генетическое разнообразие палеоложбин на поверхности дочетвертичных отложений и структуре четвертичного покрова территории

Северной Беларуси, среди которых преобладают ложбины ледниковой экзарации, туннельные долины и полигенетические. Впервые установлена закономерность, что делает ложбинную сеть уникальной, – это туннельные долины березинской и сожской генераций, которые превосходят остальные численностью и размерами. Обосновывается представление о функционировании ложбин как каналов для дренажа субгляциальных напорных вод, в связи с полным заполнением (закупоркой) которых ледниковыми отложениями в березинское и сожское время создавались условия для массового появления новых туннельных долин. В работе приводится морфогенетическая классификация ледниковых ложбин области Белорусского Поозерья.

Результаты исследований позволяют более рационально вести геологическую, инженерно-геологическую съемки и поисково-разведочные работы на пресные подземные воды, строительные материалы. Они также представляют интерес для геоморфологических, ландшафтных и неотектонических исследований и охраны природы области Белорусского Поозерья. Кроме того, методические и теоретические выводы могут быть использованы в учебном процессе для подготовки студентов геологической и геоморфологической специальностей.

Настоящая работа является результатом многолетних полевых и научных исследований автора, проводившихся на территории Белорусского Поозерья и смежных районов. В ее основе лежит обследование многочисленных разрезов буровых скважин и обнажений ледниковых отложений, изучение всех фондовых работ и литературных источников по освещаемой проблеме. Текст сопровождается значительным числом геологических разрезов, карт, структурных диаграмм и фотографий.

При написании монографии автор опирался на богатое научное наследие, связанное с именами А. Э. Гедройца, А. Б. Миссуны, Д. и Н. Соболевых, Н. Е. Ковалева, Ф. В. Лунгерсгаузена, М. М. Цапенко, Г. И. Горецкого, Б. Н. Гурского, Е. П. Мандер, а также ученых, которые в настоящее время изучают вопросы морфогенеза ложбин в Беларуси: А. В. Матвеева, О. Ф. Якушко, Р. И. Левицкую, А. В. Грибко и др. Автор руководствовался современными теоретическими концепциями в области изучения строения и образования ледниковых ложбин, привлек необходимые данные по палеоложбинам в иных классических районах их распространения на территории древнематерикового оледенения Европы, а также использовал материалы прямых наблюдений за геологическими процессами формирования ложбин на ледниках Исландии, Шпицбергена, Антарктиды и Гренландии.

Автор глубоко признателен академику НАН Беларуси А. В. Матвееву за поддержку, ценные замечания и советы при подготовке монографии. Неоценимую помощь в проведении исследований оказали ученые Литвы Й. Саткунас, А. Битинас и П. Шинкунас. Большую благодарность автор выражает заведующему кафедрой динамической геологии профессору В. Н. Губину, способствовавшему выполнению и завершению работы, О. А. Комаровской, отнесшейся с глубоким пониманием к работе автора и оказавшей влияние на направленность книги, студентам С. Васильеву, А. Вашкову, А. Матюшенку, Е. Греку, И. Лушко и другим за добросовестный труд во время полевых экспедиций, а также сотрудникам Управления редакционно-издательской работы БГУ за помощь при подготовке рукописи к печати.

Глава 1

РАСПОЛОЖЕНИЕ И ИЗУЧЕННОСТЬ ПАЛЕОЛОЖБИН

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАЛЕОЛОЖБИН

Погребенные ложбины исследуемого региона являются частью более обширной сети палеоврезов древнеледниковой области Европы. Среди множества вытянутых отрицательных форм субчетвертичного рельефа по происхождению различаются палеодолины, эрозийные ложбины, ложбины стока талых ледниковых вод, ледниковые ложбины и др. Предметом исследования являются ложбины, созданные деятельностью ледника и субгляциальных талых ледниковых вод. Для обозначения форм, выработанных ледником, в работе используются термины «ледниковые», «гляциальные», «гляцигенные» палеоложбины. При описании подледниковых водно-эрозийных ложбин применяются понятия «туннельная долина», «туннельный канал» и «рытвина» [200, 228]. В качестве синонимов для обозначения предмета исследования выступают понятия типа «перевал», «палеоврез», «ископаемая ложбина».

Ложбинообразные впадины устанавливаются в субчетвертичной поверхности на севере Западной и Центральной Европы в пределах Северного и Балтийского морей, Дании [235, 258, 226], Северо-Германской низменности и северной Польши [250, 224, 244, 230], стран Прибалтики и Беларуси [1, 225, 249, 47, 48, 60, 63, 170, 181, 196, 212, 214, 178] и северо-западе Восточно-Европейской равнины [95, 148, 194]. Крупные ложбины в пределах этой территории имеют преимущественно продольное или веерообразное расположение, общий уклон в направлении впадины Балтийского моря, подчеркивая направление и границы распространения создавших их материковых оледенений (рис. 1).

В пределах Балтийского моря и прибрежных районах Северо-Германской низменности и Прибалтики погребенные ложбины значительно глубже, чем в Белорусском Поозерье. Большинство их имеет относительную глубину 200 – 300 м и ширину до 4 км. Самыми глубокими ископаемыми ложбинами на основании разрезов буровых скважин являются Reebelner Rinne – 434 м ниже уровня моря [247] и Duvenstedter Rinne – минус 397 м [230], а по данным сейсмопрофилирования – Hagenov channel (почти – 550 м) [250] в Северной Германии.

В Северной Беларуси палеоложбины размещены в основном в пределах Видзовского и Полоцко-Чашникского и реже – Суражского региональных понижений, которые разобщены локальными поднятиями и выступами субчетвертичной поверхности [170]. При рассмотрении планового расположения региональных котловин в рельефе постели четвертичного покрова северо-запада Восточно-Европейской равнины можно отметить, что они соединяются с аналогичными понижениями на территории Прибалтики и северо-запада Российской Федерации и образуют неразрывные системы макropонижений северо-северо-западного простирания, прослеживающиеся на расстоянии более 550 км [95]. Ледниковые ложбины в субмеридионально ориентированных макropонижениях также находятся в связи между собой и часто соединяются в единые орографические цепи. Подобные крупные ложбины, состоящие из ванн и рытвин меньших размеров и

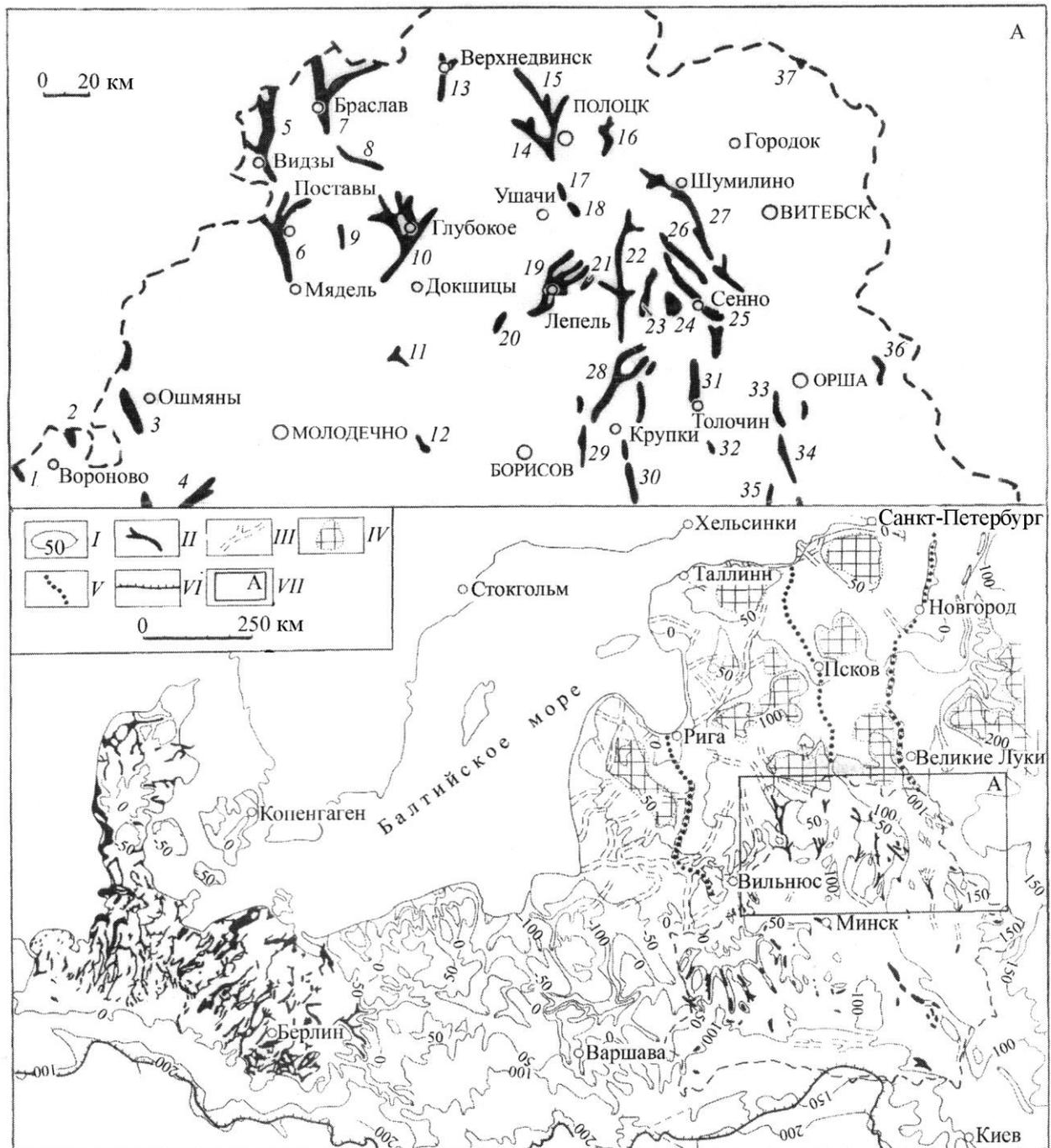


Рис. 1. Положение палеоложбин Белорусского Поозерья в субчетвертичном рельефе равнинной области Европы (составлен с использованием данных О. П. Аболтиньша [1], В. А. Исаченкова [95], W. Stackedbrandt et al. [250]):

I – изогипсы рельефа, *II* – палеоложбины, *III* – фрагменты важнейших палеодолин, *IV* – крупные поднятия, *V* – тальвеги низменных равнин, *VI* – граница максимального распространения припятского ледникового покрова, *VII* – район исследования. На врезке цифрами обозначены палеовреззы: 1 – Сольчицкая ложбина; 2 – Шальчининкайская; 3 – Ошмянская; 4 – Западно-Березинская; 5 – Видзовская; 6 – Поставская; 7 – Браславская; 8 – Шарковщинская; 9 – Воропаевская; 10 – Глубокская; 11 – Двиноская; 12 – Логойская; 13 – Верхнедвинская; 14 – Новополоцкая; 15 – Полоцкая; 16 – Карпиничская; 17 – Гомельская котловина; 18 – Чертсвятская; про-

протягивающиеся на значительные расстояния, А. В. Матвеев [151, 150] назвал мегаложбинами.

На поверхности Видзовского регионального понижения наиболее значительными из ложбин являются (с запада на восток): Поставская, Видзовская, Глубокская, Браславская и Верхнедвинская. Отмеченные структуры, кроме Верхнедвинской, образуют две субмеридиональные цепи, неразрывно связанные с ложбинами Латвии (см. рис.1). В Полоцко-Чашникском региональном понижении выделяются Чашникская и Селявская ложбины вдоль его центральной части, а также Новополоцкая, Полоцкая, Карпиничская, Шумилинская, Лепельская, Сенненская ложбины и многочисленные мелкие ванны и котловины, тяготеющие к северным и южным районам понижения. Особенностью планового размещения зарегистрированных форм служит отчетливая радиальная упорядоченность. В субчетвертичной поверхности Суражского регионального понижения ложбины проявляются гораздо реже, объяснение чему будет дано ниже. По его тальвегу вырисовывается неглубокая Ловатская ложбина. Она продолжает Великорецкую ложбину в юго-юго-восточном направлении.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЛОЖБИН

Проблема происхождения палеоложбин Белорусского Поозерья служит предметом оживлённых дискуссий на протяжении последних 130 лет. В эволюции представлений и идей о их природе и формировании намечается три основных периода [102]. Первый из них (до начала 20-х гг. XX в.) приходится на время накопления сведений о морфологии и строении ложбин в самой верхней части четвертичной толщи (в земном рельефе) и зарождения взглядов о их формировании.

Своеобразный характер залегания девонских пород в Витебской губернии, в частности присутствие у г. Витебск возвышения, а между Витебском и р. Дисна – глубокой долины в их поверхности, сразу привлек внимание геологов [55, 3]. Из-за господства дрифтовой гипотезы и отсутствия полных геологических данных первые исследователи склонялись к мнению о флювиальном (речном) происхождении понижений вдоль современной долины р. Западная Двина, связывая их зарождение с врезанием реки в отложения морской третичной формации, а заполнение – с наносными делювиальными и аллювиальными отложениями послетретичного возраста.

Проведение во второй половине XIX – начале XX в. геологической съемки и других изысканий в северной Беларуси и соседних регионах с целью исследования коренных, четвертичных пород и происхождения рельефа содействовало расширению представлений о строении и формировании палеоложбин. Интерес к познанию отрицательных форм рельефа был вызван также появлением научных трудов российских (П. Кропоткин, Ф. Шмидт) и западноевропейских (А. Гейки, О. Торрель, Л. Агассис) учёных, обосновавших теорию древнематерикового оледенения. После этого значительное место в исследованиях стало отводиться роли ледников и талых ледниковых вод в формировании ложбин.

19 – Лепельская ложбина; 20 – Домжерицкая; 21 – Заслоновская; 22 – Чашникская; 23 – Бешенковичская; 24 – Каневская котловина; 25 – Сенненская ложбина; 26 – Березовская; 27 – Шумилинская; 28 – Селявская; 29 – Начанская; 30 – Крупская; 31 – Толочинская; 32 – Круглянская котловина; 33 – Александрийская ложбина; 34 – Копыско-Шкловская; 35 – Лахвинская; 36 – Росасненская; 37 – Ловатская ложбина

Представление о том, что постоянные потоки талых ледниковых вод могут вырывать ложбины связано с работами немецких и датских геологов А. Ентша [237], Н. Уссинга [255] и Е. Верса [256]. А. Ентш первым высказал мысль о связи линейно-вытянутых озер в северной Германии с подледной эрозией талых ледниковых вод. Е. Верс дополнил концепцию устойчивого подледникового дренажа талых и подземных вод идеей о том, что эти потоки вызваны гидростатическими напорными градиентами. В Беларуси концепция образования ложбин субгляциальной эрозией талых ледниковых вод была понята и дальше развита А. Э. Гедройцем [54] в процессе изучения озер и рек Литовско-Польской полосы конечных морен. А. Э. Гедройц считал, что эрозионной деятельностью ледниковых вод обусловлены удлиненная форма озер, их ориентировка, перпендикулярная простиранию конечно-моренной полосы; расположение озер в виде цепочек; озеровидные котловины, заполненные торфом, и рытвины, выдолбленные в ледниковых наносах. Такие формы, по его мнению, являются «долинами и котловинами размыва и разноса» и образовались ещё во время существования ледника в этой местности. А. Э. Гедройц установил ряд важных признаков ложбин: 1) сочетание выпуклых и вогнутых линий в продольном профиле; 2) озерные котловины сопровождаются озами, сложенными слоистым гравием; 3) у дистальных окончаний озер, вытянутых к юго-западу, расположены гравийные отложения с валунами; 4) берега округлых озер состоят из валунной глины и обрамляются с южной стороны формами типа увалов, параллельных Литовско-Польской полосе конечных морен.

Одновременно с представлением о субгляциальном водно-эрозионном происхождении ложбин и озерных котловин появилась гляциотектоническая концепция формирования подобных образований. Она связана с именами датского геолога Ф. Ионструпа и немецких учёных А. Пенка, Г. Креднера и Ф. Ваншаффе [134]. Мысль была высказана Ф. Ионструпом в 1874–75 гг, а аргументирована его последователями в 1879–82 гг, исследовавших конечные морены на балтийских островах Мён, Рюген, у краевой зоны норвежских ледников и в Саксонии. Ф. Ваншаффе показал, что дислокации пород и ложбины с их проксимальной стороны образованы выдавливанием пород из-под края ледника под тяжестью льда и связаны с его продвижением.

В Северной Беларуси изыскания специалистов Геологического Комитета [54, 108, 129, 171, 168] позволили описать большое количество обнажений ледниковых отложений в бассейнах Западной Двины и Вилии и выделить два-три горизонта морен, разделённых межморенными отложениями. Эти данные явились аргументами, подтверждавшими ледниковую природу ложбинообразных врезов и опровергали дрейфовую гипотезу.

Идеи о ледниковом происхождении ложбин получили большую поддержку в работах А. Б. Миссуны, Д. и Н. Соболевых. Им принадлежит ряд новых идей, в основу которых легли непосредственные наблюдения за конечно-моренным рельефом в обширной области между рр. Западная Двина и Неман. А. Б. Миссуна [166, 167] пришла к выводу, что понижение в кровле коренных пород под долиной р. Западная Двина может иметь рытвинный характер и возникло в течение распространения двинского (поозерского) ледника. Она же одна из первых высказала мысль о том, что в краевой зоне ледника процессы водно-ледниковой аккумуляции могут образовывать не только положительные формы, но также и ложбины и выделила несколько типов рытвин по отношению к простиранию конечных морен. Сторонники гляциотектонической концепции Д. Соболев и Н. Соболев [193] показали, что те ложбины в пределах Вилейского и Двинского и других ледниковых языков, которые обрамляются конечными моренами напора, являются результатом

выдавливания ледником пород своего ложа; они отмечают пути продвижения и отступления ледникового покрова и закладывались у преград в виде выступов коренных пород.

Следовательно, к концу первого этапа в центре внимания значительного числа геологов и геоморфологов оказались представления о ведущей роли ледников и субгляциальных потоков талых ледниковых вод в происхождении ложбин и озерных котловин, хотя продолжали существовать и другие точки зрения. Почти все они относились к объяснению формирования отрицательных форм земного рельефа.

Второй этап в изучении палеоложбин начинается в двадцатых и завершается в сороковых годах XX века. В течение этого времени получили дальнейшее развитие ледниковые концепции и были предприняты попытки более глубокого изучения палеоложбин в поверхности дочетвертичных пород.

Крупный вклад в изучение субгляциальных ложбин внес немецкий геоморфолог П. Вольдштедт [259, 260], чьи исследования охватили рассматриваемые формы в подвергшихся последнему оледенению северных районах Германии и Польши. П. Вольдштедт дал иное трактование факторов образования рытвин, отличное от преобладавшего тогда мнения о субгляциальном водно-эрозионном их происхождении. Причину образования части субгляциальных ложбин, которые выделяются значительной шириной, он видел в ледниковой эрозии, а также совместном действии ледника и его талых вод. Появление ложбин, считал П. Вольдштедт, происходило в результате ледниковой эрозии, а талые воды лишь завершали их образование. Несколько позже П. Вольдштедт [261] усовершенствовал концепцию ледниковой эрозии. Согласно ей ложбины в области последнего оледенения являются результатом эрозионного действия потоков льда. Эрозия талых вод проявлялась ограниченно на дистальных окончаниях ложбин у ледникового фронта, где могла вырывать исполинские котлы и способствовать возникновению ледниковых ворот с конусами выноса и зандрами. П. Вольдштедт основывал свою концепцию на схожести ложбин северо-западной Европы с троговыми долинами из горных районов, где результаты ледниковой эрозии хорошо известны.

Изучение Северной Беларуси в довоенные годы прошлого века проводилось сотрудниками Горного отдела при ВСНХ БССР, Горной группы, Института геологии АН БССР и Геологоразведочного управления. Их усилиями в Витебском, Полоцком, Борисовском и Оршанском округах были развёрнуты мелкомасштабная (1925–1933гг.) и среднемасштабная (с 1928 г.) геологические съёмки. Стала вырисовываться картина распространения в субчетвертичной поверхности региона крупной Дисненско-Полоцкой впадины (от г. Лепель до западной границы с Латвией) и девонского вала – субмеридионального поднятия, пересекающего её территорию. Появился ряд публикаций, в которых впервые обращалось внимание на желобообразную форму этой погребённой впадины западнее г. Полоцка, её почти отвесные склоны на границе с Латвией между р. Сарьянка и г. Верхнедвинском и у г. Глубокое и отмечались выходы минеральных источников на её днище у д. Борковщина. В строении четвертичной толщи, заполняющей переуглубления днища Дисненско-Полоцкой впадины, были выделены отложения миндельского, рисского и вюрмского оледенений. Большинство геологов возникновение Дисненско-Полоцкого понижения объяснялось тектоникой, размывом талых ледниковых вод первого оледенения и врезанием р. Западная Двина [102].

В это же время исследование морфологии озерных ванн в западной части Поозерья выполнил Е. Кондрацкий [239], который отнёс их к четырём типам: котловинам выпаживания, донноморенным, друмлинным и ринновым. Изучение строения и рельефа

котловины оз. Мядель привело И. Глиниску с коллегами [233] к выводу о её ринновом характере.

Третий этап в изучении палеоложбин охватывает послевоенные годы и характеризуется качественными изменениями. В этот период для выявления погребённых ложбин стали использоваться геофизические методы, аэро- и космофотосъёмки, в большей мере материалы бурения. При структурных построениях начали учитывать весь комплекс палеонтологических, геолого-геоморфологических и других данных. На этом этапе исследования охватили практически всю область Белорусского Поозерья. В изучении палеоврезов важное место стало отводиться прикладным аспектам и охране природы.

В рассматриваемое время существующие главные гипотезы, объясняющие происхождение ложбин, находились в центре внимания исследователей нового поколения. Развитию идеи ледниковой эрозии применительно к ложбинам полуострова Ютландия были посвящены работы А. Ясперсена [236]; на территории Северо-Германской низменности – Х. Лидке [242]; Польши – Я. Кондрацкого [240]. Хотя основное внимание при этом уделяется роли ледниковой экзарации, обычно рассматривалось и подчинённое значение эрозии субгляциальных потоков и тектонических процессов (течения и выщелачивания соли). Сторонниками преимущественно водно-эрозионного происхождения субгляциальных каналов в Северо-Германской низменности и Польше были С. Козарский [241], С. Майдановский [243], Р. Галлон [232] и др. Приверженцы водно-эрозионного формирования каналов не исключали возможности того, что такие рывины могли быть вторично трансформированы узкими ледниковыми языками и гляциотектоническими нарушениями.

В начале второй половины прошлого века в Беларуси, России и странах Прибалтики развивалось два основных теоретических направления. В первом направлении ведущая роль приписывалась речной эрозии. Приводились доказательства того, что именно речная эрозия обуславливает извилистость, V-образный поперечный профиль, малую ширину, несогласную с направлением движения ледника ориентировку палеоврезов, древовидный рисунок систем и постепенное расширение долин от истоков к устью. Появилось много публикаций, среди которых следует назвать работы Е. В. Рухиной [182] в России, М. М. Цапенко [204], Е. А. Ильина [93], В. П. Пасюкевича, Р. И. Левицкой, А. Д. Семенюка [175] в Беларуси, В. О. Чепулите [207], С. Вайтекунаса [18], А. Шляупы [210] в Литве, Г. Я. Эберхардса [212], И. Я. Даниланса, К. А. Луки [78] в Латвии, посвящённых описанию погребённых долинообразных понижений, обусловленных врезанием рек. Белорусские исследователи предполагали, что палеоврезы были выработаны на склонах и днище Дисненско-Полоцкого понижения Палео-Двиной, Палео-Березиной и Палео-Вилией и их притоками в неогене и затем были погребены под озерными, аллювиальными, водно-ледниковыми и моренными отложениями. Л. Н. Вознячук [39] также связывал образование палеоврезов с деятельностью позднеплиоценовых – раннечетвертичных рек, однако допускал возможность их переуглубления в результате экзарационной деятельности окского и днепровского ледников. Значительные отрезки понижений он изображал как древние речные долины, а переуглубленные их участки – как гляциоэкзарационные ванны. Рассматриваемые палеодолины имели выход в магистральные палеодолину Днепра (Палео-Березина) и палеодолину на дне впадины Балтийского моря (Палео-Западная Двина и Палео-Вилия). На северо-западе Восточно-Европейской равнины концепция речной эрозии во время гляциоэвстатического понижения уровня моря продолжает развиваться [109, 148, 165, 181, 211–213, 223, 249].

Другая концепция происхождения палеоврезов связана с именем Г. И. Горецкого и определяющую роль в их формировании отводит деятельности ледников. Несмотря на то, что отдельные направления этого течения существовали уже давно, они слабо объясняли генезис погребённых и полупогребённых отрицательных форм в области древнема-терикового оледенения, которые большинством исследователей, по-прежнему, трактовались как фрагменты древней речной сети доледникового времени. Согласно Г. И. Горецкому [60–62] такие переуглубления, заполненные ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, сформировались при активном продвижении всех ледников в результате размыва потоками талых вод углублений и последующей экзарации их бортов и днищ ледником. Первоначальным местом заложения служили участки долин доледниковой речной сети, разломные зоны и скальные выступы, перекрытые маломощным чехлом податливых к ледниковой нагрузке пород. Среди ледниковых палеоврезов были выделены ложбины выпаживания, выдавливания, вдавливания, водно-ледникового размыва, моренно-грязевых потоков и полигенетические [66]. Теоретические разработки о ископаемых ледниковых ложбинах Г. И. Горецкий удачно использовал для ответа на вопросы об особенностях развития древних долин Пра-Немана и Пра-Днепра [59, 63]. Учение о погребённых речных долинах и ледниковых ложбинах (палеопотамология) определило становление новых взглядов на палеоврезы субчетвертичной поверхности Белорусского Поозерья.

Многие исследователи [149, 73, 42, 47, 48, 229 и др.] стали считать вытянутые узкие понижения в субчетвертичной поверхности Северной Беларуси и соседних регионов Прибалтики ложбинами ледникового выпаживания и размыва, часть из которых углубила доледниковые речные долины.

Генетические связи палеоложбин с положением разломных зон и других тектонических структур выявил А. В. Матвеев [150]. Разработанная им совместно с Л. Ф. Ажгиревич и Л. С. Вольской методика выявления погребённых ложбин на основе материалов космической и радиолокационной съёмок в комплексе с окружающими компонентами ландшафта позволила на новой методологической базе составить картосхему погребённых ложбин и показать размещение наиболее крупных их фрагментов на севере Беларуси [153]. А. В. Матвеев полагал, что обнаруженные древние погребённые долины принадлежат Пра- и Палео-Березине и Днепру. Л. А. Нечипоренко [170] главной причиной образования палеоложбин считала ледниковый размыв и выпаживание, меньше 10 % понижений она относила к фрагментам речных долин, а размещение Чашникской, Поставской и Браславской палеоложбин связывала с активизацией разломных зон.

В заключительный период появился ряд обобщающих работ по гляциоморфогенезу Европейской ледниковой области, затрагивающих проблемы происхождения и классификации ископаемых ложбин. К их числу можно отнести работы А. Асеева [6] о геологической и рельефообразующей деятельности ледников, О. П. Аболтиньша [1] по ледниковому морфогенезу внутренней зоны древнеледниковой области, А. Б. Басаликаса [11] о разнообразии рельефа ледниково-аккумулятивной области, Э. А. Левкова [134] по основным вопросам гляциотектоники и формирования ложбин ледникового выдавливания, А. Н. Маккавеева [147] о динамической классификации подледниковых форм рельефа на равнинах, А. В. Грибко [68] по происхождению и морфогенетической классификации палеоложбин центральной Беларуси, Г. Я. Эберхардса [214] по морфологии и процессу развития различных типов ископаемых врезов Латвии и цикл трудов О. Ф. Якушко [217–220] по генезису и эволюции озер севера Беларуси.

В последние годы дальнейшее развитие получила концепция ложбинообразования субгляциальной водно-ледниковой эрозией. Суждение о том, что талые ледниковые воды служат главной причиной субгляциальной эрозии, принималось, однако оставалась нерешённой проблема подлёдного течения воды: являются ли водяные потоки более или менее постоянными или они собирались в катастрофические прорывы [235]. В решении этой проблемы многое сделали английские и немецкие геологи, предложившие разные модели.

Модель формирования ложбин устойчивым дренажем субгляциальных талых вод и напорной подземной воды разработана Г. Боултоном и Р. Хайдмаршем [227] и основывается на экспериментах на ледниках Исландии и теоретических математических расчётах. Модель включает возникновение течения осадка как следствие превышения водным давлением трения между частицами субстрата в направлении края ледника, снижения поверхности отложений вдоль канала течения и развитие подлёдного канала. Эта модель была призвана объяснить образование туннельных долин в среднеширотных районах плейстоценовых оледенений, сложенных рыхлым субстратом. Я. Пиотровский, Я. Гелетнеки и Р. Ватер [248] применили концепцию подлёдного канализованного течения отложений для объяснения происхождения небольших субгляциальных каналов в открытом бурогольном карьере в Нижней Лусатии в Германии.

Концепция катастрофического спуска субгляциальных талых ледниковых вод была разработана Я. Пиотровским [247, 246, 248], чтобы объяснить процесс развития туннельных долин и каналов в пределах Центрально-Европейской равнины. Существенным подспорьем в создании этой теории явилось цифровое моделирование динамики субгляциальных талых ледниковых и подземных вод в водоносных и водоупорных слоях с избыточным давлением под краевой зоной последнего ледникового покрова в северо-западной Германии вместе с подсчётами скоростей выработки талых ледниковых вод. Согласно ей большие объёмы талых ледниковых вод могли катастрофически спускаться от подошвы ледника в приледниковую зону в спонтанные события разгрузки и прорезать глубокие туннельные долины у края ледника.

Таким образом, в современный период доминировали пять теоретических концепций о происхождении палеоврезов Белорусского Поозерья: 1) ледниковой эрозии; 2) формирования устойчивым дренажем и 3) катастрофическим дренажем напорных субгляциальных талых ледниковых и подземных вод; 4) речной эрозии во время гляцио-эвстатического понижения и 5) ледникового выдавливания. Большинство исследователей признаётся полигенетическое происхождение, включающее два = три или более механизмов. Сейчас основной рассматривается эрозионная деятельность палеорек в формировании неглубоких и извилистых палеоврезов, а субгляциальные эрозионные процессы с талыми водами применяют для объяснения возникновения глубоких туннельных долин и переуглубленных участков палеодолин северной Беларуси. Следует отметить, что существуют также альтернативные гипотезы развития ложбин [52, 226, 235, 258].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе изучения палеоложбин Белорусского Поозерья применялся широкий комплекс методов. Новые результаты были получены с применением палеогеоморфологических, биостратиграфических, литологических методов и методов структурно-геологического анализа.

Для изучения расположения и строения палеоложбин осуществлялось картирование в масштабе 1:200 000. Оно основывалось на анализе всех имеющихся на 2005 г. авторских, фондовых и литературных материалов по территории Белорусского Поозерья. В целях прослеживания погрёбённых ложбин использовано более 5 тысяч глубоких скважин, пробуренных БГЭ «Белгеология». С помощью доступных геофизических данных (высокоточной гравиметрии и электроразведки) уточнялись контуры Селявской и отдельных участков Чашникской погрёбённых ложбин. Материалы аэрокосмических исследований оказали значительную помощь при прослеживании девяти ископаемых ложбин, преимущественно в западном и центральном районах Поозерья [71, 153]. Были проанализированы также методические приёмы, использованные другими геологами при картировании палеоложбин в соседних регионах.

Погрёбённые ложбины выявлялись по поверхности дочетвертичных пород, которая в Северной Беларуси чётко выделяется в скважинах. На относительно хорошо разбуренных площадях палеоврезы прослеживались по скважинам с учётом имеющихся геофизических и дистанционных материалов. В районах с разреженной сетью буровых скважин и отсутствием других необходимых данных принималось во внимание морфологическое выражение древних форм в земном рельефе, которое можно было описать в поле или по средне- и крупномасштабным картам. Используя метод аналогии в морфологии и структуре ложбин можно было более или менее достоверно проследить простираание палеоложбин, выявить главные черты их плановой конфигурации и приблизительно очертить контуры. По аналогии с ложбинами земной поверхности допускалось, что исследуемые палеоложбины, возможно, имеют сходные ширину, длину и другие главные особенности. Вместе с палеоложбинами картировались другие неровности и литология пород субчетвертичной поверхности во всём регионе Северной Беларуси. В ходе этой работы была составлена карта поверхности ложа четвертичного покрова и ледниковых ложбин Белорусского Поозерья масштаба 1:200 000.

При установлении особенностей расположения палеоложбин требуется изучение характера дочетвертичной осадочной толщи и фундамента. Значительное место было отведено определению структуры региона: положению основных современных структур Белорусской антеклизы и Оршанской впадины, описанию разломов и особенностей их проявления в осадочном чехле. Немаловажное значение имеет изучение распространения и состава выходящих на субчетвертичную поверхность отложений. В пределах северо-восточного участка и склона Белорусской антеклизы отмечались моноклиналиные в общем условия залегания слоев осадочного платформенного чехла, районы неглубокого расположения скальных осадочных отложений с маломощными слабо консолидированными песчаниками в кровле.

Подробно изучался также субчетвертичный рельеф. В пределах северо-восточного участка Белорусской антеклизы и Приоршанской моноклинали на поверхности дочетвертичных отложений устанавливались крупные (региональные) понижения, которые служат местом сосредоточения большинства палеоложбин, ванн, останцовых выступов, а также отмечались разделяющие эти обширные депрессии крупные поднятия и выступы. Информация о природе региональных понижений с палеоложбинами извлекалась из изучения расположения их в структуре экзарационных макropонижений субчетвертичного рельефа северо-запада Восточно-Европейской равнины, анализа мощности девонских песчаных отложений, исследования распределения кор выветривания, неогеновых, ниже- и среднетчетвертичных брестских аккумуляций и перекрывающих различных фаций плейстоцена. Учитывался также опыт количественной

оценки рельефообразующей роли древних ледников на северо-западе Восточно-Европейской равнины [95, 146, 150], а также анализ хода здесь новейших тектонических движений, методика выполнения которого достаточно известна [137]. Палеоложбины сопоставлялись с отмеченными структурами фундамента и осадочного чехла. Всё это позволило оценить значение строения, литологии и рельефа дочетвертичного основания для появления многочисленных палеоложбин на северо-восточном участке и склоне Белорусской антеклизы и влияние блоковых перемещений коры на заложение отдельных палеоврезов у разломов и мест их пересечения.

Данные о морфологии палеоложбин были получены морфографическим анализом рельефа по среднемасштабной карте поверхности ложа четвертичного покрова и ледниковых ложбин Белорусского Поозерья. Этим методом удалось установить распространение в пределах региональных понижений ложбин различных плановых очертаний, выявить ориентировку, измерить размеры и глубину, проанализировать выражение палеоврезов в субчетвертичном рельефе.

Особое внимание уделено определению морфологических типов палеоложбин в пределах исследуемой территории. При установлении типа палеоложбин учитывались критерии и терминология, разработанные Г. И. Горецким [63] и последователями [75]. В субчетвертичном рельефе Северной Беларуси выделялись корыто-, каньоно- и трогообразные формы, ванны-котловины и ложбины сложной морфологии. Следующий этап морфографического анализа заключался в выявлении характера упорядоченности и соотношения палеоложбин различных морфологических типов. Такая работа позволяет найти разные виды упорядоченности ложбин, а также обнаружить и охарактеризовать закономерности в зональном (субширотном) расположении и сочетании разных морфологических типов в регионе. Из описания сочетания палеоложбин может быть извлечена некоторая информация и об условиях их формирования.

В связи с тем что субчетвертичная поверхность в области Белорусского Поозерья погребена под плейстоценовым покровом, представленном преимущественно моренными и водно-ледниковыми отложениями четырёх оледенений, требовалось установить генерации палеоложбин, выяснить особенности геологического строения и морфологического выражения палеоврезов в поверхности каждого ледникового горизонта, определить их происхождение, выявить характер сочетания по площади и в разрезе ископаемых ложбин различного типа и возраста.

С целью установления возраста палеоложбин проводилось стратиграфическое расчленение отложений заполняющего плейстоценового покрова. Для этого приходилось опираться на работы многих исследователей разных специальностей и материалы собственных изысканий. Определение приуроченности отложений с находками растительных остатков к тому или иному межледниковью базировалось на работах Н. А. Махнач [160, 164 и др.], Ф. Ю. Величкевича [23, 24], Л. Н. Вознячука [39, 40, 15, 42], П. И. Дорофеева [79], Я. К. Еловичевой [81, 82], О. П. Кондратене [123, 124], Т. Б. Рыловой [183] и Т. В. Якубовской [215, 216]. Помимо данных анализа ископаемой пыльцы, плодов и семян растений в работе использовались материалы палеоэнтомологических, териофаунистических, малакофаунистических исследований [98, 169, 184, 191]. Возраст ледниковых горизонтов устанавливался в местах нахождения на их поверхности межледниковых слоёв.

Для установления структуры палеоложбин в первую очередь были составлены геологические разрезы. Направления разрезов выбирались, по возможности, через опорные скважины, с расчётом охарактеризовать каждую выделенную палеоложбину:

один = два разреза закладывались вдоль тальвега и несколько – поперёк. Корреляция ледниковых горизонтов осуществлялась биостратиграфическими методами в местах нахождения на их поверхности одновозрастных межледниковых слоёв и методом цепной литолого-генетической увязки разрезов скважин – на поперечных и продольных профилях с учащённым расположением буровых скважин [63, 65]. В случаях отсутствия межледниковых пород и разреженной сети скважин для прослеживания и сопоставления разрезов приходилось использовать маркирующие горизонты [114]. Было построено более 50 геологических разрезов. Одновременно с разрезами похожим способом составлен комплект карт поверхности и ложбин всех ледниковых горизонтов плейстоцена и построены карты их мощности масштаба 1:200 000. Геологические разрезы и погоризонтные карты дали наглядное представление о строении плейстоценового покрова в пределах палеоложбин и на их бортах, условиях залегания и соотношении разновозрастных ледниковых горизонтов, роли каждого из них в заполнении палеоложбин и т.п.

С выявлением ледниковых горизонтов различных оледенений можно было определить какой из них залегает в основании и указывает на возраст палеоложбин или отдельных их участков.

Подробно характеризовались особенности внутренней структуры и внешнего облика палеоложбин наревского, березинского и припятского возраста. При изучении строения палеоложбин полезным оказалось использование литологических методов: фациального, текстурного анализ, определение минерального состава мелкозёма и петрографического состава гравийно-галечной фракции морен. Литолого-фациальный анализ базировался на положениях, выдвинутых Х. Г. Редингом и коллегами [172]. В пределах палеоврезов и прилегающих участков выделялись фации маргинальной зоны, субгляциальные, интрагляциальные, супрагляциальные, прогляциальные и другие.

Морены изучались с помощью текстурного анализа, основные положения которого разработаны Ю. А. Лаврушиным [133]. Применение последнего позволило выделить генетически различные пачки морен, отторженцы дочетвертичных и плейстоценовых пород и гляциодислокации. Пространственное положение и структура фаций ледниковых и водно-ледниковых отложений, гляциодислокаций и гляциоструктур каждого ледникового горизонта сопоставлялись с морфологией его поверхности. Сопряженный анализ гляциофаций отложений, гляцигенных структур, дислокаций и рельефа поверхности позволил выявить характер строения отложений и морфологии палеоложбин различного возраста. Толкование генезиса большинства палеоложбин производилось на основании критериев, разработанных Г. И. Горецким [60, 62, 66]. В поверхности ледниковых горизонтов выделялись ложбины ледниковой экзарации, выдавливания, водно-ледникового размыва, полигенетические и др.

Путём морфографического изучения карт в кровле каждого ледникового горизонта на площади региональных понижений устанавливалось пространственное расположение разных типов палеоложбин, ориентировка, характер упорядоченности и соотношения их с краевыми и другими формами. Палеоложбины разных ледниковых горизонтов сопоставлялись с погребёнными формами ложа четвертичного покрова, а также между собой. Такой приём позволил выявить полигенный и полихронный характер ложбинной сети в субчетвертичной поверхности и роль палеоложбин наревского, березинского, припятского и поозерского ледников в её создании; проследить изменение геологического строения и морфологии палеоложбин от наиболее древних генераций к молодым.

Изучение морен для определения своеобразия мелкопесчаной её составляющей проводилось с учётом имеющегося материала, полученного в БГЭ «Белгеология». Анализ петрографического состава гравийно-галечных фракций (крупнее 5 мм) крупнообъёмных проб припятской и поозерской морены (0,5 м³) с выделением руководящих валунов выполнялся по достаточно известной методике [126, 234]. Для выяснения особенностей вещественного состава более древних морен приходилось также опираться на работы С. Д. Астаповой [9, 10], А. И. Гайгаласа [45, 46, 49], Е. А. Ильина [91], А. Ю. Кли-машаускаса [110, 111] и А. И. Коптева [127].

Большое значение уделялось исследованию рельефа и отложений наземных ложбин с целью изучения особенностей выражения в рельефе древних врезов и классификации. Для этого было выбрано более 15 эталонных ложбин или их отдельных участков, преимущественно над погребёнными ледниковыми ложбинами, достоверно установленными в разных районах Белорусского Поозерья. Изучение рельефа проводилось в поле путём профилирования (с помощью ватерпаса) и детального морфографического анализа (с привлечением крупномасштабных карт) в сочетании с заложением шурфов глубиной до 2 м и обследованием карьеров и естественных обнажений. Геоморфологическими методами определялся морфологический вид ложбин, характер их поверхности вдоль оси и в поперечном профиле, выделялись и описывались основные формы рельефа на их днище, склонах и окружающих участках и выяснялось соотношение ложбин с напорными конечными моренами, флювиогляциальными образованиями, формами выдавливания и др.

В обнажениях и шурфах изучались условия залегания формообразующих пород. Путём текстурного анализа здесь выявлялись основные генетические и фациальные разновидности морен и водно-ледниковых отложений. Наряду с этим прослеживались гляциодислокации активного и мёртвого льда, устанавливалась ориентировка и характер надвиговых плоскостей скиб и осевых плоскостей складок и замерялись элементы их залегания.

Для истолкования генезиса и условий формирования ледниковых пород, структур и дислокаций служили методы структурно-геологического анализа [87, 144]. При изучении ледниковых толщ анализировалась совокупность линейных (ориентировка зёрен гравия, галек и валунов), плоскостных (плитчатость, сланцеватость, плоскости налегания слоёв, поверхности надвигов и скольжения т. д.) и объёмных (складки) структурных элементов. Далее данные замеров этих структурных элементов по отдельности, а также в совокупности анализировались на структурных диаграммах с целью выявления их ориентировки и пространственного соотношения. Использовалась часть методов и приёмов структурного анализа, разработанных О. П. Аболтиньшем [1]. Структурный анализ оказал существенную помощь в расшифровке соотношений палеоложбин и гляцио-инъективных, скибовых и моренных форм, установлении их внутренней структуры и природы.

Полевое изучение дало возможность проанализировать выражение в рельефе погребённых ложбин наревского, березинского и припятского возраста, охарактеризовать типы и положение ложбин в структуре краевых образований и отметить их сходство и своеобразие в оршанском, витебском и браславском комплексах поозерского оледенения.

Исходя из полученных структурно-геологических, палео- и геоморфологических, литологических данных и результатов биостратиграфических исследований восстанавливались геологические условия и основные этапы формирования палеоложбин Белорусского Поозерья.

ВЫВОДЫ

Погребённые ледниковые ложбины и котловины 20 – 202 м глубины тяготеют к региональным понижениям субчетвертичной поверхности Северной Беларуси. Они имеют преимущественно субмеридиональную или радиальную упорядоченность, прослеживаются на расстояния до нескольких десятков километров, начинаются и заканчиваются внезапно. Наблюдается связь отдельных палеоложбин с аналогичными погребёнными структурами Прибалтики и северо-запада Российской Федерации.

В настоящее время происхождение глубоких ложбин в рельефе ложа четвертичного покрова Северной Беларуси объясняется пятью теоретическими концепциями: 1) ледниковой эрозии, 2) формированием устойчивым дренажем и 3) катастрофическим дренажем напорных субгляциальных талых ледниковых и подземных вод, 4) речной эрозией во время гляциоэвстатических понижений и 5) ледникового выдавливания. Большинство исследователей преимущественное внимание отдаёт полигенетической природе (концепции 4, 1, 3).

При выявлении и изучении погребённых ледниковых ложбин в Области Белорусского Поозерья использовался широкий комплекс геологических и геоморфологических методов. Новые результаты были получены с применением методов структурно-геологического анализа, литолого-фациальных, биостратиграфических методов и сопряжённого анализа структуры и рельефа ледниковых горизонтов.

Глава 2

СВЯЗЬ РАСПОЛОЖЕНИЯ ПАЛЕОЛОЖБИН С ХАРАКТЕРОМ ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО СУБСТРАТА

В расположении палеоложбин и их морфологии в значительной степени проявляется связь со структурой региона Северной Беларуси. Такое совпадение между размещением палеоврезов и особенностями коренного субстрата может свидетельствовать, что неоднородности ледникового ложа влияли на развитие субгляциальных экзарационных и эрозионных явлений. Существенное значение при этом имели характер геологического строения и рельеф ледникового ложа, а также разломы.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСНОВАНИЯ

Палеоложбины Северной Беларуси расположены на западе Восточно-Европейской платформы. Здесь кристаллический фундамент залегает на глубинах от $-0,35$ до $-1,6$ км и покрыт осадочным чехлом. Согласно современным представлениям [56, 199] рассматриваемая территория соответствует различным тектоническим структурам: центральный и западный участки – Вилейскому погребённому выступу Белорусской антеклизы и Приоршанской моноклинали, северный район – Латвийской седловине, а восточный участок – Оршанской впадине.

Поверхность фундамента постепенно с градиентом наклона до 10 м/км понижается с юга с отметок $-0,35$ км к северу в сторону Латвийской седловины до $-0,8$ – минус $0,6$ км. Восточный склон Вилейского погребённого выступа на глубинах $-0,5$ км опускается в виде моноклинали к Оршанской впадине.

Для фундамента территории Северной Беларуси характерны пенепленезированные чешуйчато-надвиговые и складчатые сооружения, интенсивная раздробленность глубинными разломами, блоковые выступы (горсты) и опускания (грабены). Чешуйчато-надвиговые сооружения выделяются в фундаменте западной и восточной частей Поозерья в пределах Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса и Витебского гранулитового массива. Чешуи образуют гранулитовые блоки из архейских плагиогнейсов, лейкогранитов и двуслюдяных гнейсов. Между гранулитовыми областями прослеживается довольно широкая (до 70 км в поперечнике) Центрально-Белорусская гранито-гнейсовая зона со складчатой структурой. Чешуйчатые блоки и линейные складки метаморфических пород в гранулитовом поясе и складчатой зонах простираются в субмеридиональном направлении.

Характерными структурами фундамента Северной Беларуси являются разломы. Анализ этих разрывов обстоятельно проведён Н. А. Аксаментовой [56], Р. Г. Гарецким, Г. И. Каратаевым, В. Н. Астапенко, И. В. Данкевичем [51]. Рассмотрим лишь те структуры, которые могли повлиять на размещение и ориентировку палеоложбин. Здесь преобладают разломы субмеридионального, северо-восточного, северо-западного и

субширотного простираний. К первым относятся Кареличский, Островецкий, Воложинский разломы (на западе Белорусского Поозерья) и Руднянский, Витебский и Богусhevский разломы на востоке (рис. 2). Эти разломы протягиваются, согласно внутренней структуре фундамента, на 150 – 400 км. Как считает Н. В. Аксаментова, большинство региональных разломов на северо-западе Беларуси являются надвигами, а разломы северо-востока – сбросо-сдвигами [56]. Разломы северо-восточного простирания – Глубокский, Бегомльский, Заславльский и Выжевско-Минский – расположены вдоль складчатых структур центральной части Поозерья, имеют длину от 110 до 500 км и харак-

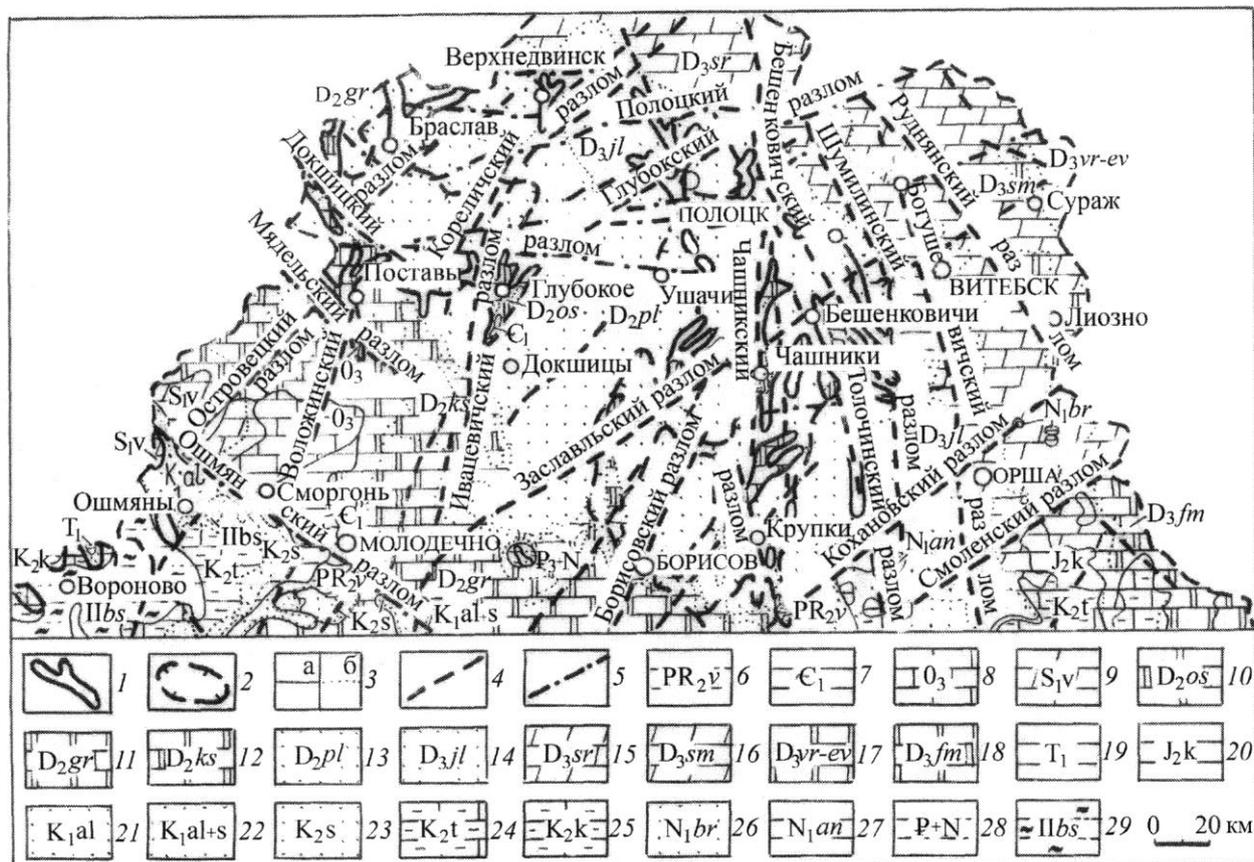


Рис. 2. Схема расположения на поверхности дочетвертичных и брестских отложений Северной Беларуси палеоложбин и региональных понижений (составлена с использованием данных монографии «Геология Беларуси» [56], Айзберга Р. Е. и др. [2], Гарецкого Р. Г. и др. [51]:

1 – палеоложбины; 2 – границы региональных понижений; 3 – границы между разновозрастными геологическими образованиями (а) и литологически различными подразделениями (б); 4 – разломы архейского заложения; 5 – разломы рифейского заложения; 6 – алевролиты и печаники венда; 7 – глины и алевролиты нижнего кембрия; 8 – известняки ордовикской системы; 9 – доломиты и глины нижнего силура; 10 – известняки, доломиты и мергели освейского горизонта среднего девона; 11 – городокского горизонта; 12 – костюковичского горизонта; 13 – песчаники и пески полоцкого горизонта; 14 – желонского горизонта верхнего девона; 15 – доломиты саргаевского горизонта; 16 – семилукского горизонта; 17 – известняки, доломиты и мергели воронежского и евлановского горизонтов; 18 – фаменского горизонта верхнего девона; 19 – глины триасовой системы; 20 – алевролиты и глины верхней юры; 21 – 22 – нижнемеловые пески и песчаники; 23 – сеноманского яруса верхнего мела; 24 – 25 – верхнемеловые мел и мергели; 26 – пески с прослоями бурого угля бриневской свиты миоцена; 27 – глины антопольской свиты; 28 – палеогеновые и неогеновые алевриты, пески, глины; 29 – брестские алевриты и глины

тер сбросов и сбросо-сдвигов. Меридионально ориентированные разломы прослеживаются на востоке Поозерья. Наиболее крупные из них Чашникский и Бешенковичский. Зона, лежащая между названными разломами, шириной 10 – 17 км рассечена Западно- и Восточно-Селявскими, Хольневичским, Осиновским и другими разломами.

В фундаменте Северной Беларуси разломы северо-западного и субширотного простирания группируются в несколько зон сближенных прерывистых разломов шириной от 10 до 50 км и длиной 100 – 250 км. С юга на север выделяются Ошмянский, Мядельский, Лепельский, Докшицкий и Полоцкий разломы. По отношению ко всем структурам, рассмотренным выше, они являются секущими, а по своей морфологии – сбросами, сдвигами или сбросо-сдвигами [2, 51]. Иногда вдоль разломов фундамент опущен на 200 – 250 м ниже соседних участков и образует грабены и уступы, например Воложинский грабен, Полоцко-Тиостинское понижение и др.

Геофизические исследования фундамента Северной Беларуси показывают [51], что Кореличский, Воложинский, Ивенецкий, Докшицкий, Полоцкий, Ошмянский, Чашникский, Бешенковичский разломы рассекают земную кору на всю мощность и делят её на отдельные блоки (Браславский, Вильнюсский, Минский, Лепельский, Невельский, Витебский и др.). Важными свойствами названных выше глубинных разломов являются высокая степень дизъюнктивной нарушенности, разуплотнение вещества относительно разделяемых блоков, современная активность глубинных тектонофизических процессов, выраженная в повышенной сейсмичности и в интенсивных изменениях гравитационного и магнитного полей во времени.

Осадочный платформенный чехол дочетвертичных образований Северной Беларуси выполняют в основном песчаники, глины, алевролиты рифея и венда и известняки, доломиты, пески и глины палеозоя. В южной части Вилейского погребенного выступа и Оршанской впадины они перекрыты мергельно-меловыми и песчано-глинистыми породами. Распределение мощности дочетвертичного покрова обусловлено расположением основных структур фундамента. Мощность возрастает от южной части Белорусского Поозерья с 434 м (скв. 1 мв, д. Теляки Мядельского района) как к северу, согласно падению поверхности Вилейского погребенного выступа, так и к востоку в направлении Оршанской впадины, – до 1593 м (скв. 2 ст, д. Цна Лиозненского района). Сопоставление между распространением палеоложбин в Белорусском Поозерье и особенностями структуры региона указывает на то, что палеоврезы сосредоточены в районе северного склона Вилейского погребенного выступа и на площади, которая приходится на восточный склон выступа, Приоршанскую моноклиналь и западную часть Оршанской впадины. Палеоложбины обычно располагаются несогласно оси Вилейского выступа и заходят на его склоны до отметок – 0,45 – минус 0,4 км.

Важной особенностью является приуроченность части палеоврезов к глубинным разломам, которые проникают в осадочный чехол. По комплексу геолого-геофизических и ландшафтных признаков достаточно отчетливо в платформенном чухле проступают Чашникский, Бешенковичский, Западно- и Восточно-Селявский, Хольневичский, Ошмянский, Полоцкий, Воложинский, Ивацевичский разломы. Подобные структуры, по мнению Э. А. Левкова и А. К. Карабанова [137], образуют полосы (зоны) шириной до 5 – 10 км и более.

Свидетельствами неотектонической активности Чашникского разлома А. М. Папко, Э. А. Левков и А. К. Карабанов [137] считают амплитуды смещений (до 200 м) приразломных блоков в северной части, плановое соответствие Жеринского линеамента и

восточного борта Полоцкого приледникового бассейна, а также меридионального отрезка долины р. Улла положению и простиранию Чашникского разлома. В платформенном чехле вдоль разлома выявлены заметные (до 50 м) вертикальные смещения по кровле пород среднего девона в форме флексур [71]. У названного разлома существуют гидрогеохимические аномалии. В сравнительно неглубоко залегающих водоносных комплексах чехла в ряде мест (Чашникская палеоложбина) фиксируются участки разгрузки высокоминерализованных вод и появление вод особого минерального состава, что может указывать на присутствие внутри осадочной толщи и сквозных разрывов.

Почти параллельно тектонически нарушенной зоне Чашникского разлома к востоку выявляется Бешенковичский разлом. Структура его определяет конфигурацию излучины Западной Двины у г. Бешенковичи и характер субмеридионально вытянутой котловины оз. Сенно.

Сравнительно короткие Западно-Селявский, Хальневичский и Восточно-Селявский разломы выражены в поверхности фундамента смещениями разрывного характера амплитудой 10 – 30 м. В породах чехла и кровле среднедевонских отложений малоамплитудные нарушения проявляются в форме флексур [71]. К числу признаков, указывающих на проникновение названных разломов в осадочный чехол, относятся также локальные линейно вытянутые зоны повышенной электропроводимости. Эти аномальные зоны затухают в нижних горизонтах среднего плейстоцена.

Воложинский и Ивацевичский разломы проступают не только в строении фундамента и разреза платформенного чехла, но и в рельефе современной поверхности. По данным В. Н. Губина [71], эти разломы маркируются низменными ландшафтами, в которые как бы вложены отрезки долин рр. Нарочь, Мяделка, Западная Березина и Сервечь и отмечаются коленообразные изгибы рр. Вилия и Западная Двина.

Ошмянская зона разломов определяет амплитуды смещений (до 250 м) северного борта Воложинского грабена, плановое соответствие южных границ отложений нижнего палеозоя и северной границы верхнемеловых пород, положение части массивов брестских аккумуляций, простирание Ошмянской возвышенности [114]. В платформенном чехле вдоль разломов отмечаются изгибы пород в форме антиклиналей и флексур на протяжении десятков километров, а также фиксируются случаи смещения слоев разрывного характера в ряде мест (д. Раченята Воложинского района). Амплитуды деформаций на отдельных участках структур составляют 10 – 28 м. Разрывные нарушения внутри чехла удаётся выявить до среднеплейстоценовых ледниковых горизонтов [114].

Полоцкая зона разломов представляет собой серию сближенных субпараллельных дизъюнктивов [51]. По мнению И. В. Данкевича [51], разломы нередко имеют смещения относительно друг друга с амплитудой около 100 м и определяют пликативно-блоковую структуру дочетвертичной толщи. С Полоцкими разломами пространственно связаны субширотный участок границы отложений среднего и верхнего девона, локальные магнитные аномалии «трубчатого типа» и гелиевые аномалии.

Таким образом, активные на неотектоническом этапе Чашникский, Бешенковичский, Западно-Селявский, Хальневичский, Восточно-Селявский, Воложинский, Ивацевичский, Ошмянский и Полоцкий разломы являются поясами линейноориентированных тектонических дислокаций (флексур, разрывов и трещин) и ослабленного субстрата. По геологическим данным, участки сгущения трещиноватости с повышенной проницаемостью для глубинных флюидов обозначаются в районах г. Браслав, к востоку от

г. Полоцк, в районе оз. Нещердо и Селява. Здесь в чехле находятся узлы пересечения разломов ортогональной и диагональной направленности. Слабые подвижки в зонах разломов происходят и в настоящее время, на что указывают: присутствие в земной поверхности вдоль них протяженных линейментов, диагностируемых аэроландшафтными методами; инструментальные измерения вертикальных и горизонтальных движений земной коры, свидетельствующие о левосторонних сдвигах по разломам Воложинского грабена и нестабильном режиме разломов Селявского полигона [71, 157]; случаи землетрясений силой до 6 баллов [114].

Палеоложбины тяготеют к участкам разуплотнённого сильно трещиноватого субстрата, существующих вдоль разломов и узлах их пересечения. На рис. 2 видно, что названные участки у Воложинского, Ивацевичского, Чашникского, Бешенковичского разломов определяют расположение в субчетвертичной поверхности палеоложбин субмеридионального, юго-западного и юго-восточного простирания: Поставской, Глубокской, Чашникской, Селявской, Сенненской, Шумилинской и др. Поверхность коренных пород в узлах пересечения названных разломов и субширотной Полоцкой полосы нарушений прорезают Видзовская, Браславская, Новополоцкая, Полоцкая и более мелкие палеоложбины.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ НА СУБЧЕТВЕРТИЧНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Основные особенности распространения и залегания осадочных пород на субчетвертичной поверхности обусловлены расположением тектонических структур фундамента – Вилейского погребённого выступа Белорусской антеклизы, Оршанской впадины, Латвийской седловины и Балтийской синеклизы. В пределах этих структур регионально меняются направления смены разновозрастных пород и условия их залегания.

На субчетвертичной поверхности территории, приуроченной к Вилейскому погребённому выступу, выходят в основном отложения девона. На западном склоне (Прибалтийская моноклираль) локально появляются нижнепалеозойские породы: кембрийские, ордовикские и силурийские. Здесь эти образования закономерно сменяют друг друга и погружаются в сторону Балтийской синеклизы. Для осевой и восточной частей Вилейского погребённого выступа и юга Латвийской седловины характерна последовательная смена среднедевонских отложений эйфельского и живетского ярусов более молодыми отложениями франского яруса по направлению с юго-запада на северо-восток. В пределах Оршанской впадины падение слоёв отклоняется к востоку и на субчетвертичной поверхности в таком же направлении выступают всё более молодые дочетвертичные образования (см. рис. 2).

Некоторые локальные отклонения от этих общих особенностей распространения и залегания осадочных толщ обусловлены расположением Воложинского грабена и Ошмянской зоны разломов. Вдоль разломов отмечаются значительные поднятия слоёв вендских отложений в форме флексур и антиклинальных складок, локальные выходы их на субчетвертичную поверхность. С южной стороны от разломов, в Воложинском грабене на субчетвертичной поверхности появляются всё более молодые мезокайнозойские отложения.

Породы на субчетвертичной поверхности формируют карбонатный и терригенный комплексы. Карбонатный представлен, как правило, органическими известняками,

мергелями, доломитами, доломитовыми мергелями и мелом, а терригенный – преимущественно песчаниками, алевролитами и глинами. Органогенные известняки и мергели характерны для ордовикских и силурийских отложений, выступающих на субчетвертичную поверхность в виде небольшого массива к северу от Ошмянской зоны разломов у границы с Литвой. Доломиты и доломитовые мергели широко представлены в эйфельском ярусе среднего девона на юго-западе Вилейского погребённого выступа. Существенную роль доломиты и мергели играют также в сложении франских и фаменских отложений верхнего девона, развитых в Оршанской впадине и Латвийской седловине. В толщах карбонатных пород девонского возраста часто встречаются прослои терригенных образований.

Песчаники, алевролиты и глины терригенного комплекса слагают вендские и кембрийские отложения. Как отмечалось выше, они выступают в ложе четвертичного покрова у Ошмянской зоны разломов западнее гг. Воложин и Молодечно. Наиболее широко пески и песчаники с прослоями алевролитов и глин на поверхности коренного субстрата развиты на поле распространения отложений полоцкого и ланского горизонтов девона в западном и центральном районах Белорусского Поозерья. Их мощность от нуля метров на Вилейском погребённом выступе увеличивается к северу до 120 м (г. Браслав) и к северо-востоку до 72 м и более (г. п. Чашники).

Анализ расположения погребённых отрицательных форм указывает на то, что палеоложбины прурочены к полю распространения девонских песков и слабо сцементированных песчаников в западном и центральном районах Белорусского Поозерья. На северо-западе Воложинского грабена палеоврезы появляются также на участках, покрытых мергельно-меловыми, песчано-алевролитовыми отложениями мела и брестского предледниковья. В южной части Белорусского Поозерья наблюдается заметное совпадение окончаний палеоложбин с границей выклинивания девонских песчаных отложений. В пределах полей распространения карбонатных и терригенных алевролитоглинистых отложений на севере, востоке и юго-западе Белорусского Поозерья ложбинообразных врезов гораздо меньше или они вообще не установлены (см. рис. 2).

Похожее явление в качестве типичного для распространения палеоложбин и дочетвертичных пород отмечалось на территории центральной и западной Беларуси [63, 68, 134], Литвы [225], Дании [235] и прилегающих районов Северного и Балтийского морей [226]. Причину такого неравномерного территориального распределения палеоложбин видят: 1) в изменении механической устойчивости разных по составу пород к воздействию эрозии и экзарации; 2) в различии деформационных свойств отложений [1, 134]. Девонские и нижнепалеозойские карбонатные породы в юго-западной, северной и восточной частях Белорусского Поозерья механически более прочные (скальные) и устойчивые, чем терригенные песчаные отложения западного и центрального районов. В отношении подверженности деформациям под ледниковой нагрузкой податливыми можно считать лишь меловые мел, мергели и пески и брестские пески и алевролиты в северо-западной части Воложинского грабена, а поля распространения девонских карбонатных пород и песчаников на большей части Белорусского Поозерья следует рассматривать как жесткие, не способствующие появлению форм выдавливания.

На характер субгляциальной эрозии субстрата могут влиять также изменения в его водопроницаемости. Дренажём подпруженных субгляциальных талых ледниковых вод объясняли размещение палеоложбин многие исследователи [262, 227, 246, 247 и др.]

Девонские пески и песчаники в западном и центральном Поозерье более грубообломочные, проницаемые и водоносные в сравнении с карбонатными

консолированными породами остальной части. Большой объём субгляциальных талых вод не мог дренироваться путём потока подземных вод через девонскую песчаную толщу из-за моноклиальных условий залегания, таким образом мог возрастать потенциал для врезания субгляциальных ложбин в центральном и западном районах Поозерья.

СВЯЗЬ РАСПОЛОЖЕНИЯ ПАЛЕОЛОЖБИН С СУБЧЕТВЕРТИЧНЫМ РЕЛЬЕФОМ

Наиболее характерной особенностью субчетвертичной поверхности северной Беларуси является ступенчатость. По данным В.А.Исаченкова [95] территория её относится к зоне Белорусско-Прибалтийской высотной ступени: поверхность постепенно понижается с востока с отметок 120 – 140 м к западу в сторону нижней Балтийской ступени до 80 – 50 м (рис.3). Рельеф ложа четвертичных отложений на рассматриваемой территории не является полностью однородным и уплощённым. Здесь в её поверхности выделяются три погребённых макроформы – Восточно-Белорусское плато, Центрально-Белорусская равнина и Северо-Белорусская низина, разграниченные изогипсами 100 и 60 м над уровнем моря [150, 170].

Погребённое Восточно-Белорусское плато ориентировано в направлении, близком к субмеридиональному, в его пределах абсолютные отметки составляют 100 -140 м и редко выше. В центральной части плато прослеживаются вытянутые в ряд Городокское, Витебское и Оршанское поднятия, где субчетвертичная поверхность достигает 157 -178 м, т. е. максимальных отметок в области Поозерья. Поднятия имеют слабо выпуклую и плоско-волнистую поверхность, ограничены пологими склонами. Восточнее поднятий в субчетвертичном рельефе выступает субмеридиональное Суражское региональное понижение. Формы коренного рельефа Восточно-Белорусского плато сложены карбонатными отложениями семилукского и франского ярусов верхнего девона. На гипсометрически более высоких поднятиях и участках плато сохранилась остаточная площадная кора выветривания [142]. Она достигает 10 м и нередко распространяется на десятки квадратных километров. Вдоль долины Палео-Днепра выше г.Орша в субчетвертичном рельефе проявляются погребённые карстовые воронки, заполненные неогеновыми песчаными и буроугольными отложениями. Карстовые воронки врезаны в глубину на 10 – 70 м, их диаметр составляет от нескольких десятков до 2 км, а мощность угольного пласта – до 13.9 м [139].

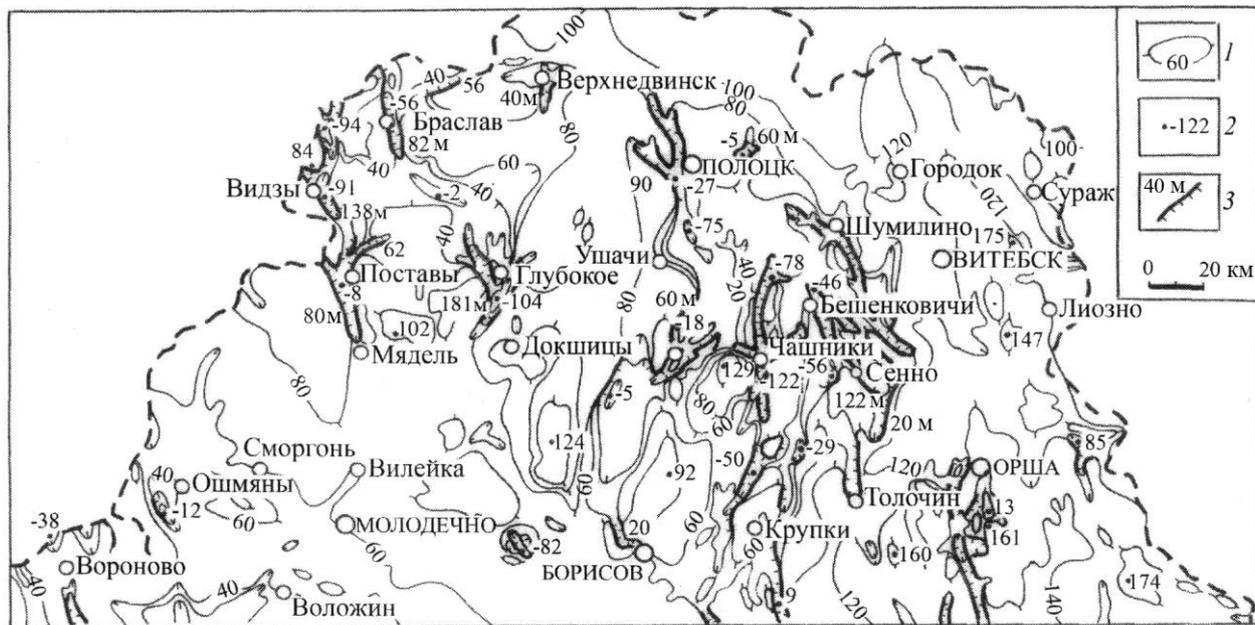


Рис. 3. Рельеф субчетвертичной поверхности северной Беларуси:
1 – изопахиты, 2 – абсолютные отметки, 3 – крутые уступы

Центрально-Белорусская погребённая равнина занимает большую часть территории Поозерья и прослеживается западнее Восточно-Белорусского плато [170]. Поверхность её располагается примерно на высотах 60 -100 м. По центру северной части равнины (между г.п. Плещеницы и г.Докшицы) возвышается до 50 м крупное изолированное Плещеницко-Докшицкое поднятие, которое можно считать морфо-структурной формой субчетвертичного рельефа [56]. Западнее тектоническо поднятия, где развиты скальные породы (известняки, доломиты, песчаники) нижнего палеозоя и среднего девона, Центрально-Белорусская равнина имеет сглаженный волнисто-бугристый рельеф. Заметны выступы скальных пород, неглубокие котловины с линзами неогеновых отложений и без них. Эти формы, по видимому, являются эрозионными останцами, озёрными падами доледникового времени, преобразованными процессами плоскостной ледниковой экзарации [114]. Рельеф Центрально-Белорусской равнины становится более пересечённым в западной части. Здесь её поверхность осложняют повышенные участки – Мядининское, Кревское и другие более мелкие с высотами 62 -67 м и субширотное вытянутое довольно широкое и уплощённое Воложинское понижение, имеющее отметки поверхности 37 – 60 м и выход к западу и юго-востоку. Воложинское понижение и Мядининско-Кревская полоса локальных поднятий соответствуют Воложинскому грабену и Ошмянской зоне разломов.

Северо-Белорусская низина в субчетвертичном рельефе проявляется на западе и центре области Поозерья и фиксируется изогипсой 60 м. Плещеницко-Докшицкое поднятие и повышенный субмеридиональный участок к северу от него делят низину на два региональных понижения: Видзовское (район между гг.Браслав и Поставы) и Полоцко-Чашникское [170]. Первое вытянуто в субширотном направлении, второе – в субмеридиональном (рис.4). Оба понижения котловинообразной формы и наряду с Суражским понижением являются дистальными звеньями субмеридионально

ориентированных погребённых макронизин [1]. Например, Видзовское понижение является звеном, соединённым с Рижской (Земгальской) низиной, Полоцко-Чашникское понижение представляет собой звено, связанное с Пейпсиско-Великорецкой низменностью (см. рис. 1). Понижения Северо-Белорусской низины врезаны преимущественно в пески и песчаники полоцкого и желонского горизонтов.

На субчетвертичной поверхности местами вырисовываются долино-образные врезы, которые можно принять за следы погребённых речных долин. На территории Восточно-Белорусского плато короткие фрагменты доледниковой речной сети расчленяют склоны Городокского и Витебского поднятий. Они имеют различную ориентацию: юго-западную на западных склонах и восточную – на восточных. Г. И. Горецким [59] была прослежена долина Палео-Днепра, пересекающая с северо-востока на юго-запад Оршанское поднятие субчетвертичного рельефа и далее поворачивающая к югу. По восточному подножью Плещеницко-Докшицко-го возвышения вырисовывается долинообразный врез р. Пра-Березины

[205]. В пределах погребённой Центрально-Белорус-

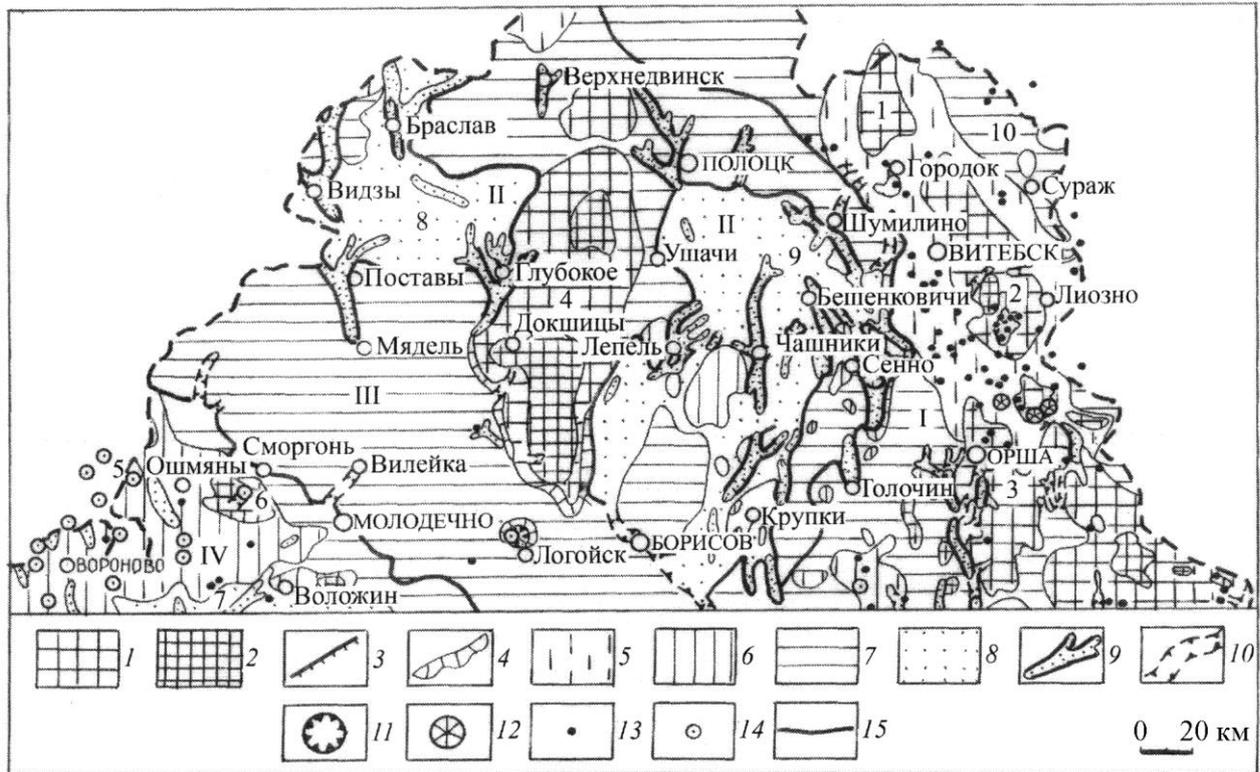


Рис. 4. Морфологическая схема рельефа субчетвертичной поверхности се-

верной Беларуси: 1 – тектонические поднятия; 2 – наиболее высокие участки поднятий; 3 – уступы и крутые склоны; 4 – пологие склоны; 5 – платовидные участки; 6 – останцовый рельеф; 7 – волнисто-бугристые равнины и участки плато, преобразованные плоскостной экзарацией; 8 – экзарационные понижения; 9 – ледниковые ложбины; 10 – фрагменты доледниковых долин; 11 – астролема; 12 – карстовые воронки; 13 – остаточные коры выветривания; 14 – скважины с изученными брестскими отложениями; 15 – границы крупнейших форм рельефа. Макроформы: I – Восточно-Белорусское плато, II – Северо-Белорусская низина, III – Центрально-Белорусская равнина, IV – Западно-Белорусская низина. Крупные поднятия: 1 – Городокское, 2 – Витебское, 3 – Оршанское, 4 – Плещеницко-Докшицкое, 5 – Мядининское, 6 – Кревское; региональные понижения: 7 – Воложинское, 8 – Видзовское, 9 – Полоцко-Чашникское, 10 – Суражское

ской равнины выделяются отдельные отрезки долин бассейна Палео-Вилии [13, 160, 18]. На западе погребённой Северо-Белорусской низины Г.Я.Эберхардс [212] примерами древних долин считал доледниковую сеть р.Западная Двина и её притоков. Долинообразные врезы извилистые («меандрирующие») в плане, их ширина до 2 км, глубина до 20 м, преимущественно ящикообразные. Характерно, что большинство палеодолин имеет ориентацию к юго-западу и западу в пределах западной части Белорусского Поозерья и южную – в его центральных и восточных районах (см. рис.4).

Распространение ледниковых ложбин контролируется региональными понижениями субчетвертичного рельефа. Врезы наиболее густо развиты в двух районах. Первый из них тяготеет к Видзовскому региональному понижению, второй – охватывает Полоцко-Чашникское региональное понижение Северо-Белорусской погребённой низины. Системы переуглублений тесно связаны с гипсометрически наиболее низкими участками этих депрессий, а также с их дистальными (южными, юго-западными и юго-восточными) окраинами. Здесь палеоложбины часто следуют против уклона субчетвертичной

поверхности и обходят возвышения. В прилегающих районах Центрально-Белорусской равнины и на Восточно-Белорусском плато они встречаются гораздо реже.

Палеоложбины местами непосредственно совпадают с древними погребёнными долинами систем Палео-Днепра и Вилии. На участках суб-гляциальной эрозии древние долины большей частью уничтожены или сильно изменены (переуглублены). Таковы, например, ложбины в пределах Видзовского понижения (Верхнедвинская, Видзовская), а также на Полоцко-Чашникском понижении (Полоцкая, Новополоцкая, Домжерицкая). В субчетвертичном рельефе депрессий эрозионные ложбины по сравнению с погребёнными долинами отражаются в виде более глубоких (до 100 – 160 м), крутосклонных, вытянутых понижений с неровным дном.

О ГЕНЕЗИСЕ ПАЛЕОЛОЖБИН

Большое число исследователей высказывает различные мнения о происхождении палеоложбин в субчетвертичной поверхности Белорусского Поозерья и соседних районов. М. М. Цапенко, Е. П. Мандер [204], Е. А. Ильин [93], С. К. Вайтякунас [18], Я. А. Страуме [196], Г. Я. Эберхардс [211 - 213] рассматривают палеоложбины в пределах Видзовского и Полоцко-Чашникского понижений как формы, унаследованные от древних погребённых долин Пра-Западной Двины, Вилии, Березины и их притоков. Г. Я. Эберхардс [212] утверждает, что очертания древних долин были лишь частично изменены активной ледниковой деятельностью и в небольшой степени – процессами водно-ледниковой аккумуляции.

Г. И. Горецким [60 – 63, 65, 66] наиболее детально разработана проблема генезиса переуглублений. Им было показано, что древние погребённые долины в субчетвертичной поверхности сильно изменены ледниковыми процессами и развиты ограниченно. Речное происхождение у фрагментов Пра-Днепра на поверхности Восточно-Белорусского плато у г. Орша и Палео-Вилии в пределах Западно-Белорусской низины южнее г. Сморгонь. Большинство переуглублений имеет гляци-генную природу. Г. И. Горецкий [60] утверждал, что часть палеоврезов сформирована ледниковым выпахиванием, другая – выдавливанием, третья – субгляциальной эрозией талых ледниковых вод. Появление крупных и средних ложбин вызвано сложной комбинацией этих процессов.

Л. Н. Вознячук [39] и Л. Т. Пузанов [42] доказывают значительное влияние на генезис Северо-Белорусской погребённой низины эрозионной деятельности Пра-Западной Двины с притоками и ледниковой эрозии. Эти авторы считают долинообразные понижения (до 40 – 50 м глубины) доледниковыми долинами. В пределах продолин локальные и более глубокие депрессии являются ложбинами ледникового выпахивания или экзарационными желобами и котловинами.

А. Б. Басаликас [11], И. Я. Даниланс [77], в образовании рытвин Прибалтики и северо-запада Беларуси придавали существенное значение как экзарационной деятельности льда, так и эрозионной, в частности эрозионной деятельности талых вод. Ч. П. Кудаба [130, 131], А. И. Спиридонов, В. И. Мысливец [195] осторожно оценивали эродирующую роль активных ледников и объясняли происхождение переуглублений эрозионным и эрозионным размывом дочетвертичных отложений ледниковыми водами.

А. В. Матвеев [150] считает главным фактором возникновения ложбин экзарационное воздействие ледниковых покровов на своё ложе, но не исключает в ряде

случаев переуглубление и изменение древних речных долин. В работе Б. Н. Гурского Р. И. Левицкой [75] линейные ложбины, рывины и ванны также связываются преимущественно с гляци-генными факторами. Фрагменты долины Пра-Западной Двины выделяются сугубо предположительно.

Таким образом, большинство исследователей доказывают сложное полигенетическое происхождение палеоврезов, включающее комбинацию двух и более механизмов. Различия во мнениях учёных скорее всего объясняются генетическим разнообразием палеоложбин, а также неоднозначной интерпретацией их строения [271, 273]. В настоящее время исследования природы палеоврезов могут быть существенно дополнены новыми фактическими данными.

Рельеф современного ложа четвертичного покрова северной Беларуси значительно отличается от дочетвертичного рельефа. Для определения общего характера рельефа доледниковой поверхности достаточно рассмотреть расположение озёрных и аллювиальных отложений брестского надгоризонта, которые, занимая площади тектонического прогибания, как бы восстанавливают в общих чертах крупные понижения, окаймляющие их повышенные участки и направление регионального уклона (см. рис.2).

На брестском этапе ещё до вторжения ледников максимально опущенные участки, наследуя неогеновые морфоструктуры, размещались на юго-западе в пределах Воложинского грабена (к западу от г.Воложин и соседней территории Литвы) и на юго-востоке (по долине Пра-Днепра). Поверхность коренных и брестских пород западной части Белорусского Поозерья имела наклон на юго-запад, а его центральной и восточной частей – к югу. Низменные территории являлись районами аккумуляции озёрных, озёрно-болотных, аллювиальных и других накоплений. Наклон поверхности в сторону Брестской и Днепровско-Донецкой впадин обуславливал юго-западную и южную ориентировку большинства рек и привёл к сосуществованию самостоятельных речных систем Палео-Вилии и Палео-Днепра [60, 63]. Центральную и северную части региона занимали денудационные равнины. Наиболее высоко приподнятые и расчленённые поверхности располагались на локальном Плещеницко-Докшицком тектоническом поднятии и на Восточно-Белорусском плато. На существование высоко приподнятой денудированной и расчленённой поверхности восточной части плато указывают сохранившаяся в виде пятен остаточная кора выветривания и карстовые воронки.

Современный облик поверхности коренных пород претерпел значительные изменения. Приподняты южные и восточные площади, существует уклон ложа и к северо-западу [138], появились Видзовское, Полоцко-Чашникское региональные понижения, расчленяющие их глубокие ложбины и Суражская депрессия. В субчетвертичной поверхности отмечаются резкие различия в гипсометрическом положении районов распространения озёрных и аллювиальных отложений брестского надгоризонта и днищ палеоложбин. Например, для Поставской и Глубокской палеоложбин, которые расположены на расстоянии 65 и 90 км к северу от поля развития брестских аккумуляций в пределах Воложинского грабена, амплитуды (вреза) достигают соответственно 99 и 195 м. Создание речных долин такой глубины в неогеновое и брестское время на ровной с небольшим наклоном к юго-западу поверхности пород девона маловероятно. Как установил Г. И. Горецкий [59, 60, 63] у долин Пра-Днепра, Пра-Нёмана и их притоков глубина меньшая (до 40 -50 м).

Приуроченность палеоложбин к территории Видзовского и Полоцко-Чашникского региональных понижений и отсутствие их в неогене указывают на то, что их обособление в поверхности дочетвертичных пород произошло в четвертичный период и предопределено в значительной степени общими процессами. Вероятность этого предположения подтверждается следующими геологическими данными.

Видзовское, Полоцко-Чашникское и Суражское понижения расположены в пределах низменных субмеридиональных Рижско-Видзовской, Чудско-Полоцко-Чашникской и Ладожско-Суражской систем макропонижений, служившими динамическими осями основных ледниковых потоков материковых оледенений [6]. А. Н. Маккавеев [146], изучавший территорию Рижско-Елгавской низины и Рижского залива, пришел к выводу, что поверхность коренных пород здесь наиболее сильно подверглась ледниковой экзарации и за четвертичный период снизилась на 80 – 100 м.

В отличие от неотектонических структур, выражающихся в субчетвертичной поверхности в виде пологих прогибов (или поднятий) с более молодыми неоген-нижнечетвертичными отложениями в центральной части и более древними породами в прибортовых участках, у Видзовского, Полоцко-Чашникского и Суражского понижений моноклинальные в целом условия залегания толщи девона, отсутствуют коры выветривания, неогеновые и нижнеплейстоценовые породы.

Понижения котловинообразные, переуглублены прежде всего участки днища вдоль оси и у дистальных склонов. Врез рассматриваемых котловин составляет в среднем 30 - 35 м, а на переуглубленных участках достигает 150 – 182 м. На территории понижений наблюдается уменьшение мощности терригенной песчано-глинистой толщи девона по направлению к их центру и дистальным склонам, пропорционально увеличению вреза.

В залегании дочетвертичных и четвертичных образований, приуроченных к котловинам и ложбинам, широко представлены случаи эрозийного (стратиграфического) несогласия. Это явление регистрируется по ограниченному распространению в ложбинах наревских и березинских отложений и линз беловежских и александрийских торфяников, выпадению их из разреза на большей части котловин, залеганию здесь на экзарационной поверхности древних девонских пород более молодых припятских и поозерских морен, флювиогляциальных и лимногляциальных слоёв.

Всё сказанное позволяет заключить, что крупные Видзовское, Полоцко-Чашникское и Суражское понижения и палеоложбины субчетвертичной поверхности сформированы в результате ледниковой экзарации и преобразования водно-ледниковой эрозией. Неотектонический наклон ложа навстречу леднику (амплитудой 50 -75 м) и нисходящие движения в пределах Полоцкой мульды в позднем плейстоцене, по мнению Э. А. Левкова и А. К. Карабанова [138], оказали существенное влияние на экзарационно-аккумулятивную деятельность материковых ледников. Наряду с другими факторами они предопределили местоположение экзарационно-эрозионных форм.

ВЫВОДЫ

Ледниковые переуглубления распределены в поверхности дочетвертичных пород неравномерно. В их локализации обнаруживается связь со структурой центрального и западного районов Белорусского Поозерья. Основные площади развития палеоврезов

приходятся на участки неглубокого периклинального залегания скальных пород карбонатного комплекса девона, которые перекрыты маломощными рыхлыми терригенными песками и песчаниками, способными разрушаться под воздействием ледников и потоков талых ледниковых вод. Размещение отдельных, особенно субмеридиональных палеоложбин связано с разуплотнением отложений субстрата вдоль разломов и в местах их пересечения.

Глава 3

РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

МОРФОЛОГИЯ ПАЛЕОЛОЖБИН

В поверхности дочетвертичных пород лучше выражена морфология крупных палеоложбин, конфигурация и габариты которых выявлены на отдельных участках Белорусского Поозерья сравнительно детально. Палеоложбины, несмотря на локальные различия, имеют вытянутую в плане форму. По простиранию эти палеоврезы прослеживаются на 28 – 60 км. Характерными особенностями морфологии рассматриваемых форм являются неровный рельеф днища с местными углублениями и перемычками и низкое положение днища относительно уровня моря (0 – минус 104 м и ниже). Отчётливое выражение ледниковых ложбин в палеорельефе предопределяется их значительной (от 40 до 170 м и более) глубиной вреза в дочетвертичные осадочные породы. В большинстве случаев они ограничены отчётливыми бортами.

На территории Белорусского Поозерья наиболее отчётливо выделяются и доминируют палеоложбины, вытянутые по движению ледника, что неоднократно отмечалось в публикациях [63, 134, 150, 75, 170 и др.]. В Видзовском понижении, как говорилось, одиночные палеоложбины объединяются в извилистые обособленные цепи. В Полоцко-Чашникском понижении выражено веерообразное расположение рывтин, расходящихся в юго-западном, южном и юго-восточном направлениях.

Субмеридиональные палеоложбины на днище и вдоль дистальных склонов Видзовского и Полоцко-Чашникского понижений нередко пересекаются с поперечными палеоврезами. Последние более дисперсные, менее протяжённые, глубокие и отчётливо выделяющиеся. Протяжённость палеоложбин колеблется от нескольких до 60 км. В плане они спрямлены или слабо изгибаются. В большинстве случаев наблюдается тенденция увеличения глубины вреза палеоложбин в пределах региональных понижений по направлению с севера на юг. Например, в Видзовском понижении от -56 м (Брасловская палеоложбина) до -104 м (Глубокская), в Полоцко-Чашникском понижении – от -7 м (Обольская палеоложбина) до -50 м (Селявская). Несколько не укладываются в эту организацию Видзовская (-94 м), Полоцкая (-35 м) и Чашникская (-122 м) палеоложбины, которые приурочены к северным и центральным районам региональных

депрессий. В целом же переуглубления, врезающиеся в южные склоны Видзовского и Полоцко-Чашникского понижений более глубокие (120 -167 м), чем расположенные севернее палеоложбины (74 – 113 м). При сравнении поперечных палеоложбин выясняется, что наиболее низкие отметки днища характерны для самых южных из них, протягивающихся вдоль подножий тех же склонов. Сходная картина наблюдается при сопоставлении относительного вреза поперечных палеоложбин. Максимальные переуглубления на 60 -70 м зарегистрированы перед южными склонами региональных понижений и выступами на их днище.

Палеоложбины отличаются также морфологией поверхности и плановой конфигурацией. При выделении морфологических разновидностей палеоложбин учитывалась позиция крупнейшего специалиста по вопросам их строения, генезиса и типизации – Г. И. Горецкого [60, 62, 63, 66], различающий ложбины трогового, котловинного, рытвинного типа, ложбины-ванны. По морфологии на территории Видзовского и Полоцко-Чашникского региональных понижений выделяются следующие наиболее распространённые типы: 1) троговые ложбины, 2) ложбины-ванны, 3) туннельные долины, 4) троговые ложбины с туннельными долинами на днище и 5) ванны выдавливания.

Троговый тип ледниковых ложбин представлен довольно широко. В большей или меньшей степени трогообразные ложбины рассматриваются во многих публикациях [1, 6, 75, 63, 150, 121, 134, 170 и др.]. К этому типу относятся Браславская, Полоцкая, Ушачская, Обольская, Шумилинская, Сенненская палеоложбины и большинство поперечных ископаемых врезов. Они приурочены к северным склонам региональных понижений и их днищам. Палеоложбины вытянуты в основном в суб- и меридиональном направлениях, а их днища наклонены к югу. В плане такие врезы имеют прямолинейную или слабо извилистую конфигурацию, Протяжённость переуглублений составляет около 24 – 44 км, ширина 1 -2 км, глубина вреза изменяется от 20 до 157 м. По морфологии поперечного профиля палеоложбины U-образные. Они врезаются в поверхность девонских песчаников и песчано-глинистых пород. Максимальные переуглубления зарегистрированы в южной части Шумилинской ложбины. В основном выравненное дно понижений осложняется скалистыми перемычками и западинами (рис. 5).

Субгляцальные формы, ориентированные поперечно по отношению к движению льда направлены, - Шарковщинская, Друцкая, Мосарская в пределах Видзовского понижения Ольшанская, Черейская, Язбинская –

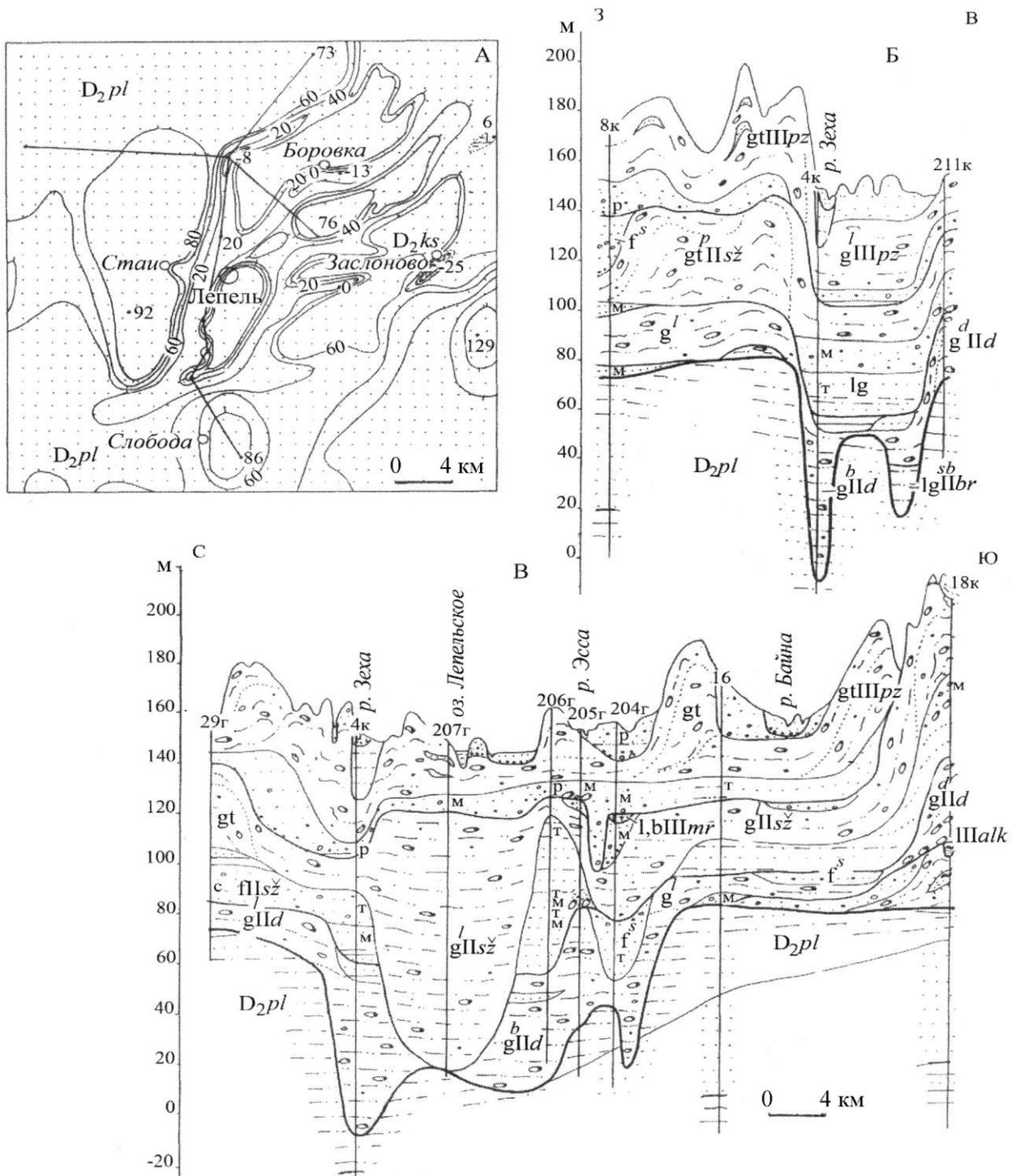


Рис. 5. Схема субчетвертичной поверхности района Лепельской троговой ложбины (А) и геологические разрезы – поперечный по линии дд. Новоселки- Залесье (Б) и продольный по линии дд. Староселье – Селец (В) Лепельского района

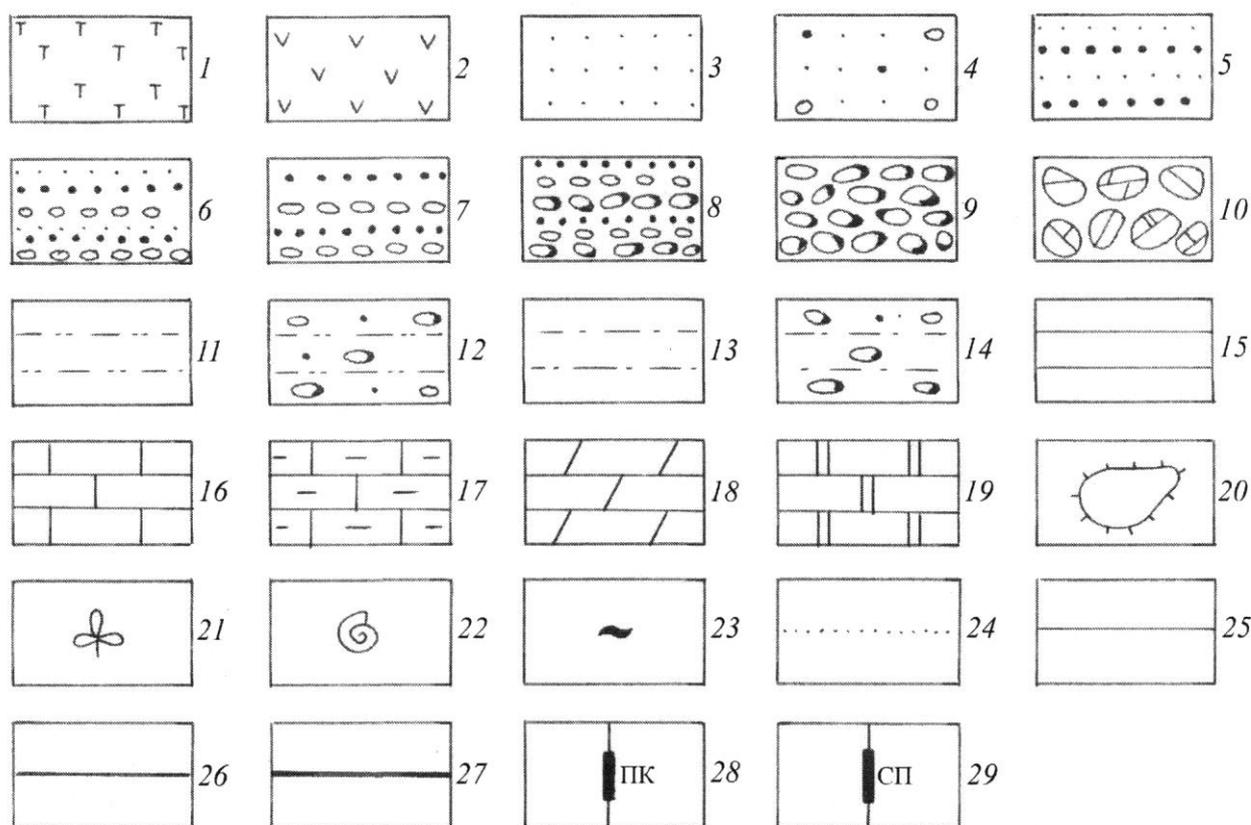


Рис. 6. Условные обозначения к геологическим разрезам.

Литологические обозначения: 1 – торф, 2 – сапропель (гиттия), 3 – песок (т – тонкозернистый, м – мелкозернистый, с – среднезернистый, к – крупнозернистый, г – грубозернистый, р – разнозернистый), 4 – песок с гравием и галькой, 5 – песчано-гравийные отложения, 6 – песчано-гравийно-галечный материал, 7 – гравийно-галечные отложения, 8 – гравийно-галечно-валунные отложения, 9 – валуны, 10 – глыбы осадочных пород, 11 – супесь тонкая, 12 – супесь грубая, 13 – суглинок (алеврит, алевролит), 14 – суглинок грубый, 15 – глина (аргиллит), 16 – известняк, 17 – мергель, 18 – доломиты, 19 – карбонатные породы без подразделения (известняки, доломиты, мергели), 20 – отторженцы, 21 – остатки растений, 22 – фауна, 23 – гумусированность; границы: 24 – между фациально различными образованиями одного и того же возраста, 25 – между генетически разными отложениями одного и того же возраста, 26 – между горизонтами, 27 – между отложениями четвертичной и более древних систем, 28 – интервал опробования на палеокарпологический анализ, 29 – интервал опробования на палинологический анализ.

Генетические обозначения: а – аллювиальные, л – озерные, б – болотные, ла – озерно-аллювиальные, ф – флювиогляциальные, лг – лимногляциальные, г – моренные, гт – конечно-моренные.

Фациальные обозначения. Прогляциальные фации: f^{ps} – покровные зандровые, f^{pd} – дельтовые, lg^{pm} – мелководные озерно-ледниковые, lg^{pb} – глубоководные; маргинальные фации: f^e – туннельные русловые (озы), f^d – дельтовые, gt^p – чешуйчатая (напорная) морена, f^{vt} – долинные зандровые, f^{vc} – конусов выноса в устьях ледниковых ворот и субгляциальных рытвин; интрагляциальные фации: g^{ic} – внутриледниковых трещин; субгляциальные фации: g^l – морена

подледникового накопления, g^m – море-на вытаявания, g^{cm} – фашия основной морены со средними и крупными отторженца-ми, g^d – дислоцированная морена, g^{su} – морена подледного выжимания (выдавлива-ния), g^b – базальная морена, f^t – отложения туннельных рытвин, f^{tm} – устьев туннельных рытвин; супрагляциальные фашии: g^f – морена течения, g^a – абляционная, f^{ss-d} – конусов выноса и дельт, f^{sc} – трещинные отложения (камовые, озовые), lg^{sl} – озерно-ледниковые, lg^{slb} – озерно-ледниковые глубоководные.

Стратиграфические обозначения четвертичных отложений: H_1 – голоценовый горизонт, $Шрз$ – поозерский, $Шрз^{brs}$ – образования браславской стадии поозерского оледенения, $Шрз^{or}$ – отложения оршанской стадии, $Шрз^{us}$ – усвяцкая свита, $Шmr$ – муравинский горизонт, $Пsz$ – сожский подгоризонт припятского горизонта, $Пd$ – днепровский подгоризонт, $Пalk$ – александрийский горизонт, $Пbr$ – березинский, $Пbl$ – беловежский, $Пnr$ – наревский; дочетвертичных отложений: D_3jl – желонский горизонт франского яруса верхнего девона, D_2pl – полоцкий горизонт среднего девона, D_2ks – костюковичский горизонт, D_2gr – городокский горизонт, S_{1v} – венлокский ярус нижнего силура, $O_{2,3}$ – нижнего и среднего ордовика, C_1 – нижнего кембрия

в Полоцко-Чашникском понижении, – отличаются большей прерывистостью, меньшей шириной (до 1 км) и глубиной (20 – 70 м), дугообразной или прямолинейной формой в плане. Они протянулись по днищу перед северными склонами и выступами и нередко пересекаются с более глубокими продольными палеоврезами. Поперечные палеоложбины асимметричные, их дистальные склоны на несколько градусов круче проксимальных. Троговые палеоврезы различных направлений накладываются, как отмечалось, на активные зоны разломов и узлы их пересечения.

Ложбины-ванны встречаются не только в Видзовском и Полоцко-Чашникском понижениях, но также и на экзарированной мозаичной поверхности из жестких дочетвертичных пород остальной равнинной части северной Беларуси. К этому типу относятся наиболее крупные Слободская, Погостская, Гомельская, Черствятская, Отоловская, Заслоновская, Каневская, Бобрикская и другие котловины. Они вырисовываются на днище понижений по западному и восточному подножьям Плещеницко-Докшицкого возвышения, Лукомльского выступа и вдоль западного склона погребенного Восточно-Белорусского плато. В пределах распространения карбонатных пород Центрально-Белорусской равнины и Восточно-Белорусского плато ложбин-ванн меньше. Они установлены в Суражском понижении, на присклоновых участках Городокского, Витебского и Оршанского возвышений.

Чаще всего ложбины-ванны располагаются обособленно, но иногда в сочетании с троговыми палеоложбинами, что характерно для районов понижений у подножий Плещеницко-Докшицкого поднятия и западной окраины приподнятого Восточно-Белорусского плато. Их длина 3 – 7 км, ширина 1 – 2 км, относительный врез в дочетвертичные породы изменяется от 30 до 104 м (рис. 7). В плане у них обычно округлые и изометричные очертания. Но часто встречаются эллипсоидные или ваннообразные, вытянутые по направлению движения льда формы, и полукруглые перед выступами. Ложбины-ванны отличаются асимметричным продольным профилем с наиболее заглубленным и крутым дистальным склоном и пологим и длинным проксимальным. Указанная асимметрия характерна для поперечного профиля ложбин-ванн, расположенных у подножий останцовых выступов и ориентированных к направлению движения льда по нормали.

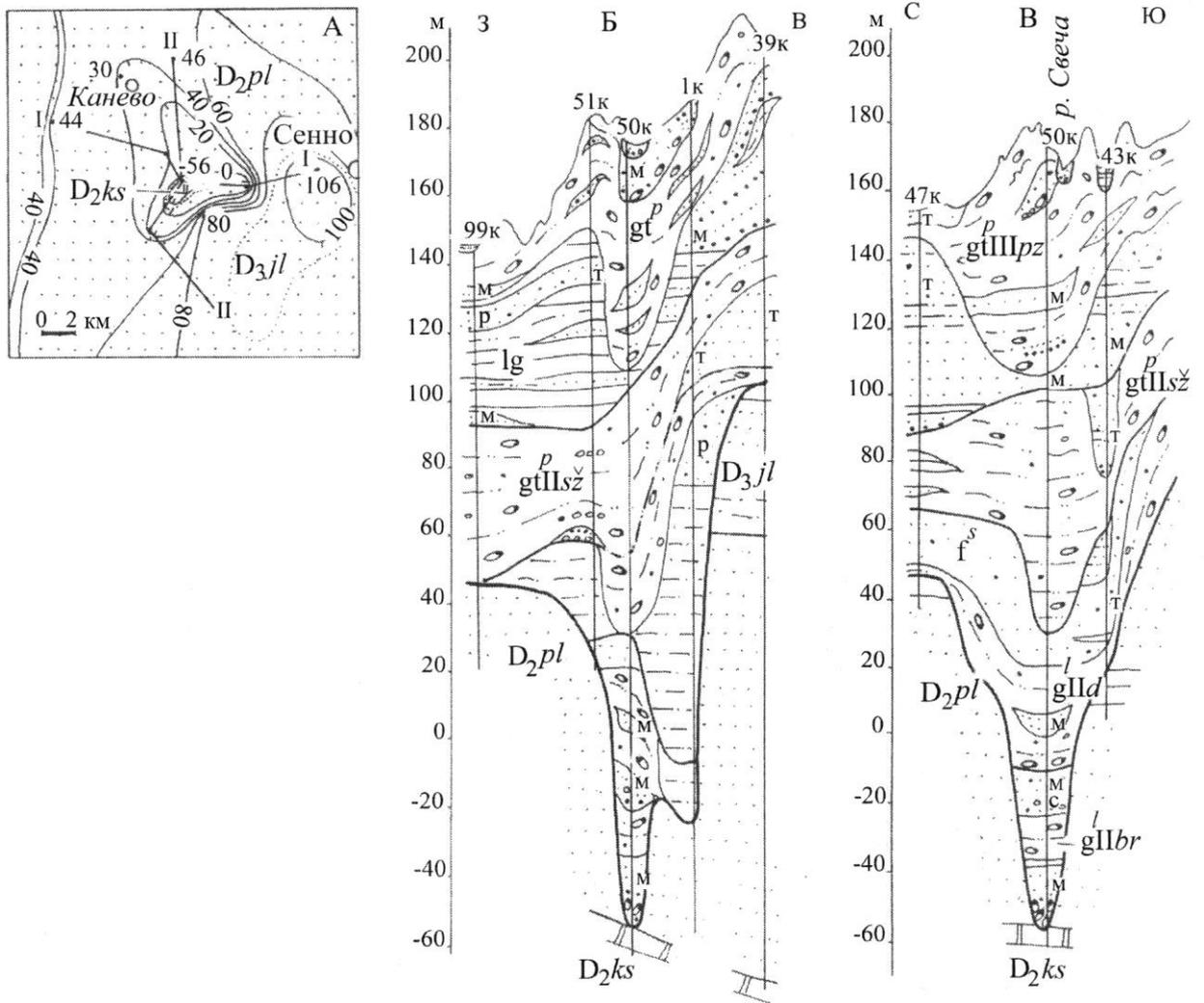


Рис. 7. Расположение и строение Каневской котловины. А – схема субчетвертичной поверхности, Б – геологический разрез четвертичных отложений по линии I – I (дд. Лукьяново – Черевки), В – геологический разрез по линии II – II (дд. Грибино – Тухинка)

Туннельные долины встречаются на субчетвертичной поверхности только в пределах Видзовского и Полоцко-Чашникского понижений на площади выхода терригенного песчано-глинистого комплекса отложений девонского возраста. По территории долины распределяются неравно-мерно. Большинство из них тяготеет к южным районам и окраинам деп-рессий. Реже развиты палеоврезы на их центральных участках. Изолированное расположение имеет Верхнедвинская палеоложбина. Кроме неё туннельными долинами являются южные участки Видзовской и Постав-ской палеоложбин, Воропаевская палеоложбина в Видзовском пониже-нии, а также южные участки Чашникской и Селявской ископаемых лож-бин в Полоцко-Чашникском понижении . Указанные ложбины, кроме Верхнедвинской и Воропаевской , замещают часто в дистальном направ-лении корытообразные палеоложбины, врезаясь в их широкие днища и присклоновые участки. Долины в Видзовском понижении следуют в юж-ном направлении, а в Полоцко-Чашникском понижении – к юго-западу и югу против уклона поверхности коренных пород. Они прослеживаются на 16 -26 км.В плане туннельные

долины спрямлены или слегка изгибаются [262]. Верхнедвинская, Селявская и некоторые другие ветвятся и разъединяются (рис. 8). Ширина палеоврезов изменяется от 150 м до 300 м, в среднем составляет около 230 м. Верхнедвинская, Чашникская и Селявская туннельные долины на всём своём протяжении имеют каньонообразный морфологический облик с V-образным поперечным сечением. Их глубина колеблется от нескольких десятков до 140 м. С днищами долин связаны в Белорусском Поозерье минимальные отметки поверхности дочетвертичных пород: в Чашникской – минус 122 м, Видзовской – минус 91 м, в Селявской – минус 50 м. Другие формы хуже выражены в палеорельефе, исчезают на коротком расстоянии в южном направлении и имеют средние глубины 10 – 30 м. Склоны долин на отдельных участках крутые и ровные, местами – бугристые или осложнены террасообразными площадками из дочетвертичных пород. Днища неровные, глубокие западины (до 15 – 40 м и более) чередуются с выступами. Подобно троговым палеоложинам, туннельные долины часто приурочены к зонам разломов.

Большинство исследователей [60, 62, 66, 75, Гурский, 147, 195, 227, 228, 229, 247, 248, 245, 262, 258 и

др.] рассматривает каньонообразные рытвины как туннельные долины и каналы.

Троговые ложбины, переуглубленные туннельными долинами, наибольшее развитие

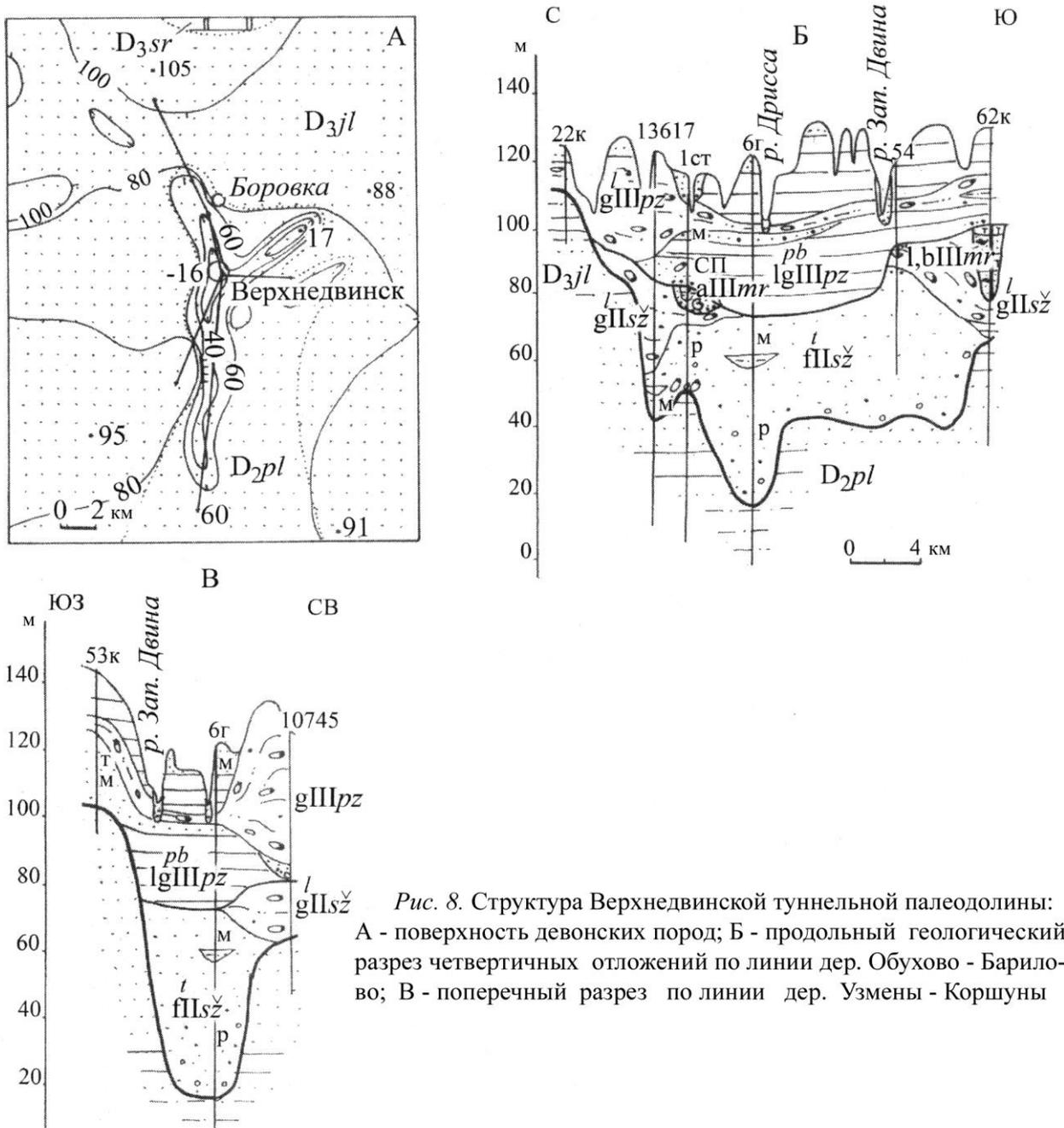


Рис. 8. Структура Верхнедвинской туннельной палеодолины: А - поверхность девонских пород; Б - продольный геологический разрез четвертичных отложений по линии дер. Обухово - Барилово; В - поперечный разрез по линии дер. Узмены - Коршуны

получили в дистальных и центральных районах региональных понижений. Нередко они по простиранию сменяют троговые ложбины, образуя с ними линейные цепи. Крупнейшие из них – Поставская, Лепельская, Чашникская и Селявская палеоложбины. Указанные палеоврезы наклонены к северу. В плане они прямолинейные или слабо изгибаются. Длина их достигает 23 км, ширина – не более 2 км, глубина изменяется от 52 до 140 м.

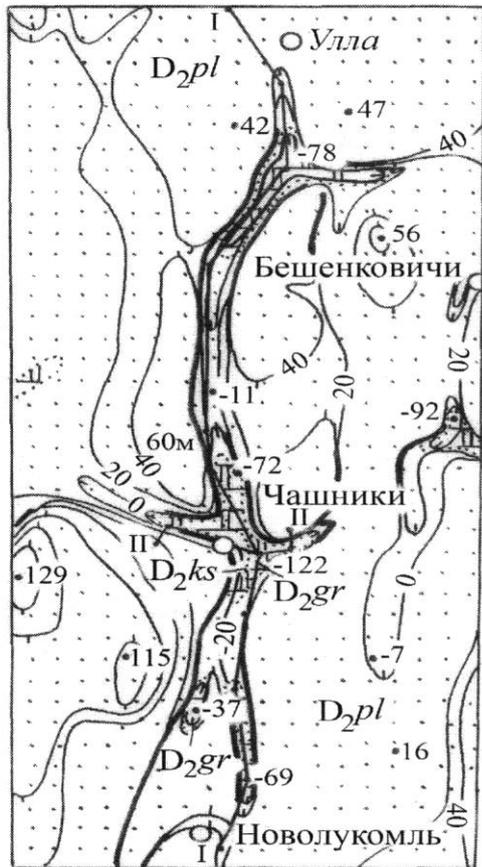
В поперечном сечении у таких корытообразных крутосклонных ледниковых ложбин на днище располагаются узкие и V-образные туннельные долины. Относительный врез долин может вдвое превышать глубину корытообразной (Рис. 9). На днище Глубокской, Селявской палеоложбин основная туннельная долина принимает боковые каналы, в результате чего образуются сильно расчленённые борта. В продольном профиле палеоложбин местами встречаются также скалистые поднятия и выступы. Нередко с проксимальной стороны палеоложбины замыкаются корытообразным отрезком, а в нижнем конце заканчиваются каньонообразной долиной.

По мнению исследователей [63, 150, 75, 68, 235] генезис описанного типа ложбин связан с ледниковой экзарацией и водно-ледниковой эрозией дочетвертичных пород, т.е. полигенетический.

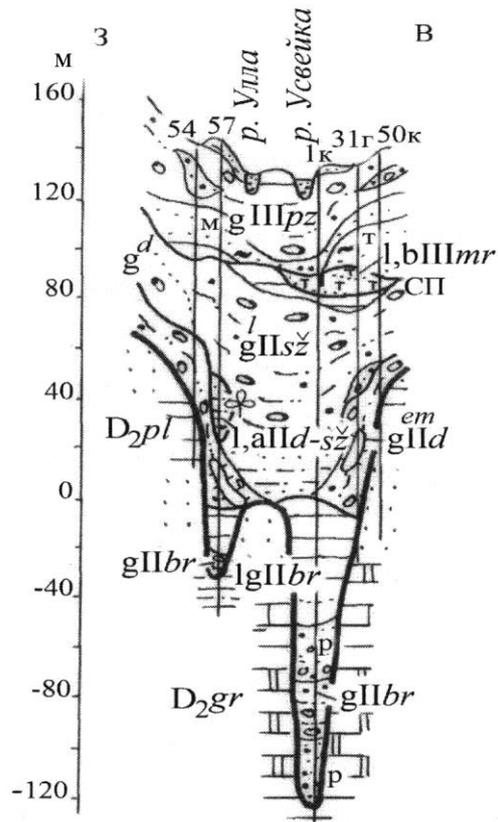
Ванны выдавливания в поверхности дочетвертичного субстрата Бело-русского Поозерья встречаются значительно реже, вследствие ограниченного развития пластических отложений. Эти замкнутые формы расположены на погребённой Западно-Белорусской низине и приурочены к территории Воложинского грабена. Примерами ложбин-ванн здесь служат Ошмянская, Лошанская, Шальчининкайская, Сольчицкая.

Ванны выдавливания вырисовываются вдоль тектонически нарушенных прибортовых зон Воложинского грабена (Ошмянского и Налибокского разломов). Они протянулись с северо-запада на юго-восток, поперёк субширотной системы тектонических поднятий и, врезаясь в их склоны, выклиниваются. Палеоложбины опускаются в тех же направлениях. В плане палеоврезы почти прямолинейные. Их протяжённость составляет 16 – 22 км, ширина – 2 – 3 км, глубина вреза увеличивается перед поднятиями от 40 до 72 – 102 м. Склоны и днища палеоложбин – полого-

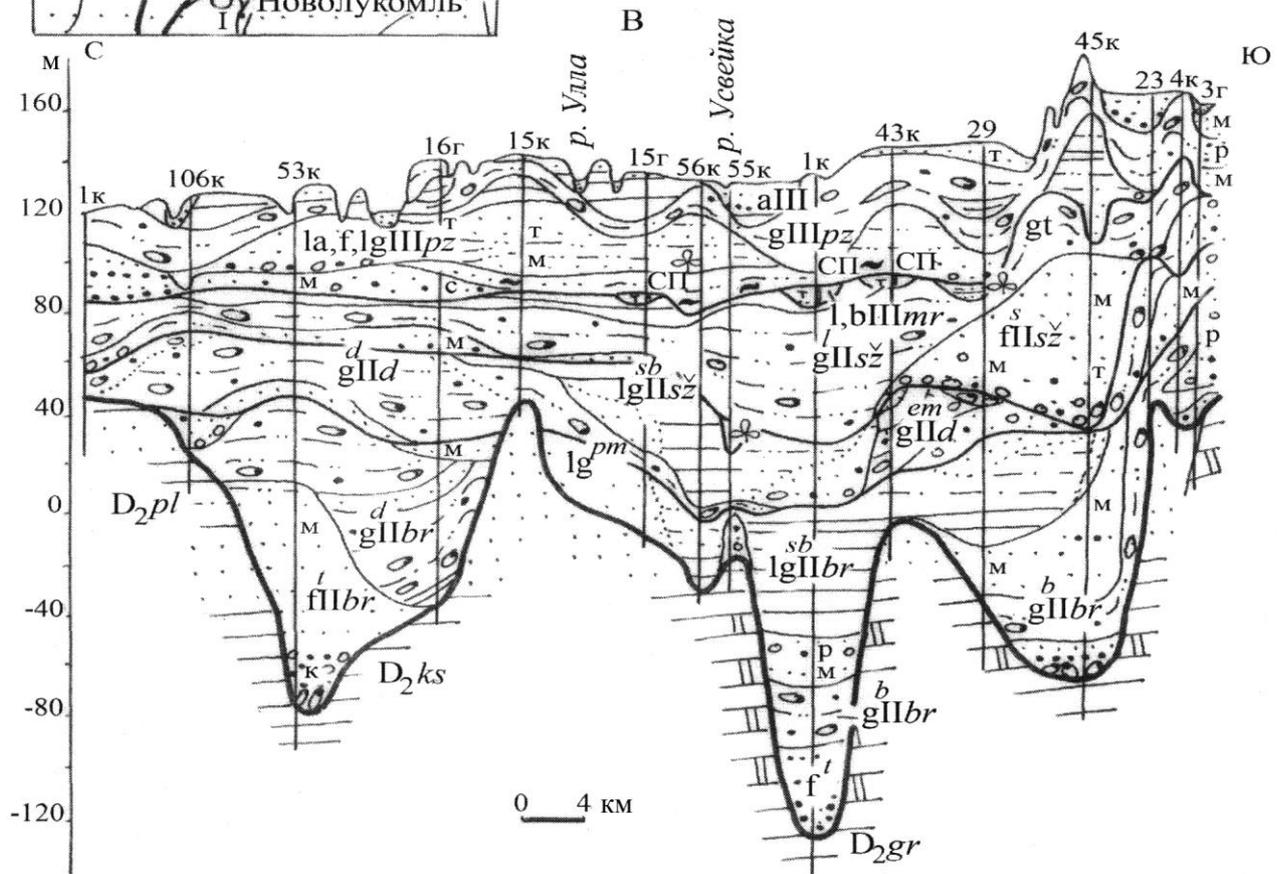
-вогнутые. На участках максимального углубления корытообразные.



A



B



C

Ю

Рис. 9. Строение Чашникской палеоложбины. А – схема субчетвертичной поверхности, Б – поперечный разрез по линии дд. Проземля – Ольшанка, В – продольный разрез по линии дд. Репинщина – Новый Сокол

Палеоложбины выработаны в мергельно-меловых и песчано-глинистых породах мела и кайкозоя. Местами, в южных частях заглубляются в триасовые глины и нижнепалеозойские известняки, доломиты и аргиллиты. Характерную особенность рассматриваемого типа палеоложбин составляют гляциодислокации в толщах, окружающих переуглубления по периферии. Гляциодислокации состоят из интенсивно дислоцированных в складки и чешуи слоёв дочетвертичных и брестских пород. Они оказались на 12 – 38 м выше, чем в коренном залегании и обрамляют с дистальной стороны Ошмянскую, Шальчининкайскую и Сольчицкую палеоложбины дугообразными гирляндами. Подобные комплексы Э. А. Левков [134] назвал гляциотектонопарами.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что для Видзовского и Полоцко-Чашникского региональных понижений примечательной особенностью является не только субмеридиональная и радиальная упорядоченность палеоложбин, однако также и закономерное зональное (суб-широтное) расположение и сочетание их разных морфологических типов. Наиболее крупные троговые палеоложбины и ложбины-ванны приурочены к низким центральным районам и северным склонам понижений. К югу от них в пальцеобразных языковых ответвлениях и заливах, взбирающихся по южному склону региональных понижений, располагаются троговые ложбины, переуглубленные рывтинами и ваннами. На относительно низких южных краевых районах вырисовываются рывтинные ложбины, иногда прослеживающиеся по днищу троговых палеоврезов.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА

Палеоложбины Белорусского Поозерья заполнены отложениями крупных плейстоценовых оледенений. В пределах палеоврезов плейстоценовые образования имеют мощность от 60 до 294 м и распределены неравномерно (рис. 9). В пространственном распределении этих аккумуляций проявилась связь с рельефом ложбин. Максимальные мощности их, превышающие 200 м, сосредоточены в Видзовской, Глубокской, Ошмянской, Ушачской, Чашникской, Селявской, Свечанской, Сенненской, Березовской палеоложбинах, а также в Каневской и Бобринской ваннах. В Видзовской, Чашникской и Селявской палеоложбинах наибольшие мощности (207 – 227 м) в общем совпадают с рывтинами на днище. В пределах Ошмянской палеоложбины полоса со значительной мощностью (214 – 220 м) тяготеет к дистальному окончанию и гляциодислокациям, ограничивающим её с дистальной стороны. В Глубокской, Ушачской, Свечанской, Сенненской, Березовской ископаемых ложбинах максимальные значения мощности (более 200 м) приурочены к гипсометрически наиболее низким ваннам-западинам.

толщи прослеживаются в глубоких палеоложбинах южных районов Видзовского и Полоцко-Чашникского понижений.

Описание особенностей четвертичных отложений палеоложбин даётся по новейшей стратиграфической схеме [187], но с уточнениями в отношении границ различных стадийных ледниковых комплексов сожского подгоризонта и поозерского горизонта. В заполняющей четвертичной толще развиты наревский, березинский, припятский и поозёрский ледниковые горизонты, разделённые беловежским, александрийским и муравинским межледниковыми горизонтами (рис. 11). Все горизонты объединены в среднее, верхнее и современное звенья.

КОМПЛЕКС ОБРАЗОВАНИЙ СРЕДНЕГО ЗВЕНА

Среднее звено плейстоцена включает брестский предледниковый надгоризонт; наревский ледниковый, беловежский межледниковый и березинский ледниковый горизонты.

Брестский предледниковый надгоризонт. На территории Белорусско-го Поозерья наиболее древние отложения, относящиеся к брестскому надгоризонту, имеют ограниченное распространение, в основном, к югу от девонского поля, в мелкоконтурных ареалах. Наибольшие площади выявлены на юго-западе, в пределах погребённой Западно-Белорусской низины, где достоверно установлены в более чем 20 скважинах у дд. Крево [160, 13], Пошкос, Вилькишес, Турге-ляй, Акмянине, Граужишки, Жемиславль, Каралина, Андрелишес, пос. Мядининкай [123 – 125], а также северо-западнее г. Логойск (скв. 120) и южнее г. Толочин (скв. 36, 38). Представлены они аллювиальными, озёрными и озёрно-аллювиальными накоплениями. Аллювиальные аккумуляции залегают небольшими фрагментами к югу от г. Сморгонь на днищах уплощённых палеодолин Пра-Вилии и её притоков. Эти отложения Г. И. Горецкий [63] отнёс к сморгонской свите подпрудного аллювия плиоцена. Нижние пачки сморгонской свиты сложены песками русловой фации аллювия, верхние – алевритами и глинами пойменной и озёрно-аллювиальной фаций.

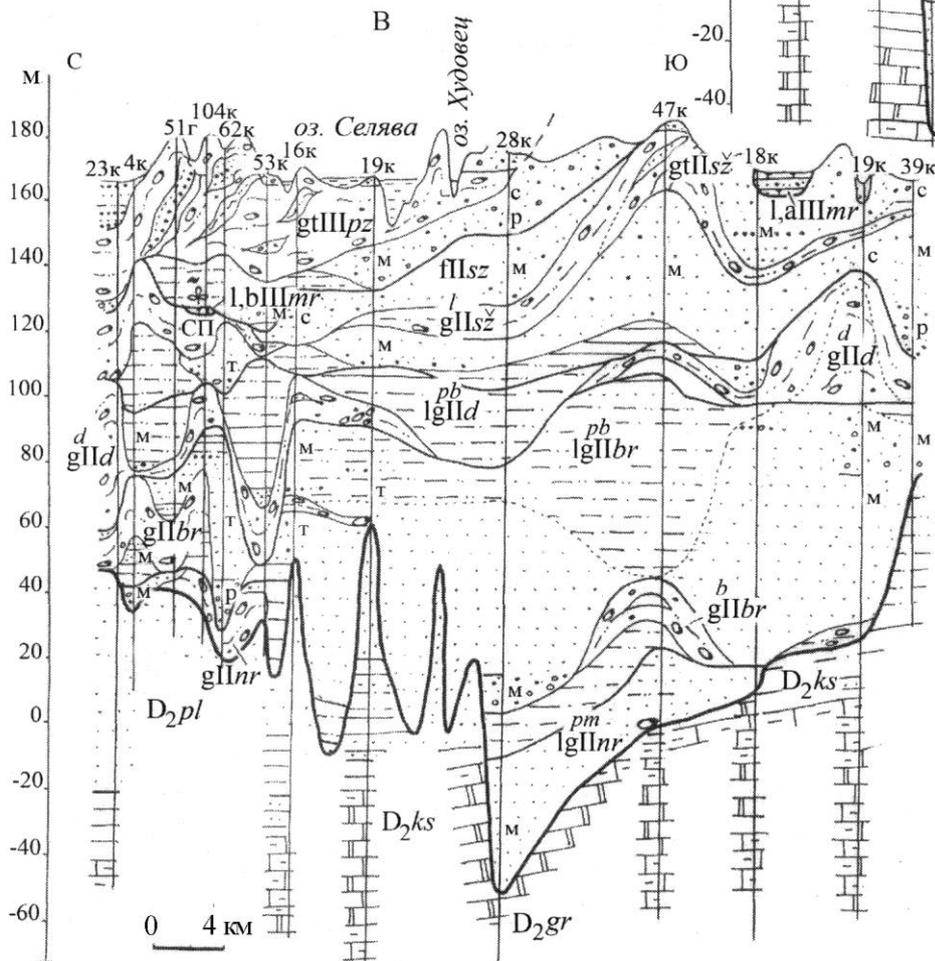
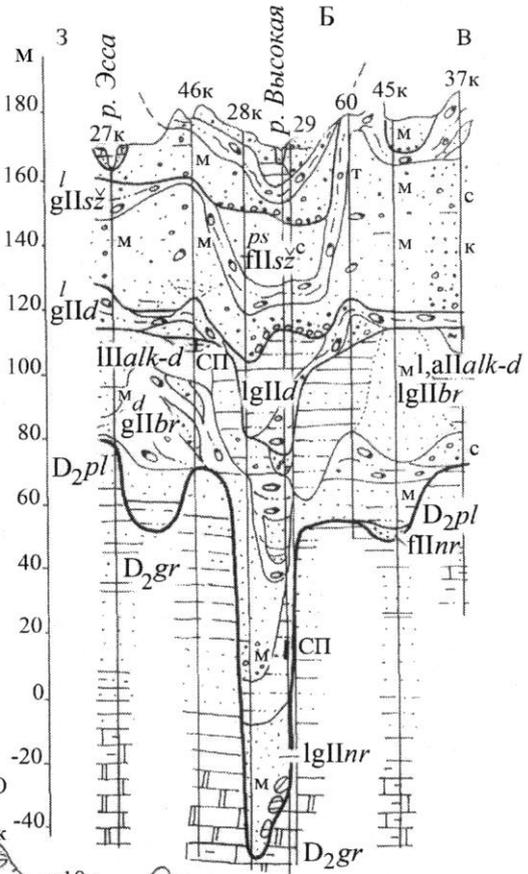
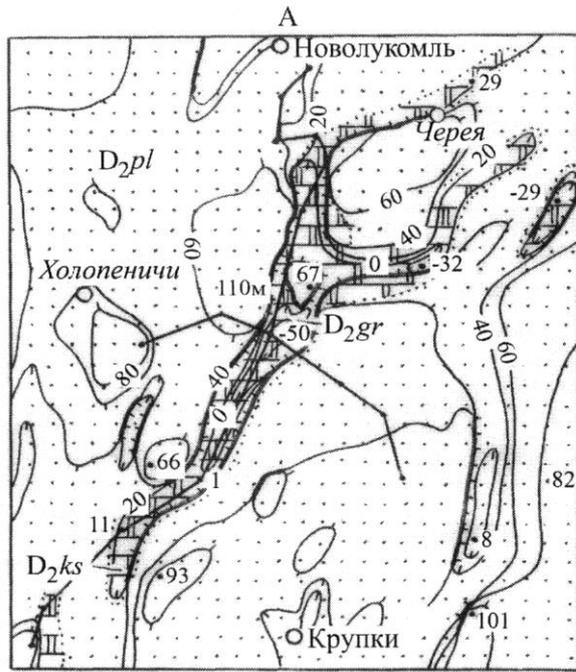


Рис. 11. Строение Селявской палеоложбины. А – схема поверхности, Б – попе-речный геологический разрез по линии дд. Городище – Синичка, В – продольный ра-зрез по линии дд. Старые Лавки - Докудово

Озёрно-аллювиальные и озёрные отложения наиболее широкое расп-ространение получили на юго-западе, в пределах Западно-Белорусской низины, где выполняют значительные по площади поля, и в мелких кот-ловинах, расположенных у Логойска и южнее Толочина (см. рис. 2). В их составе преобладают алевриты, суглинки и глины с характерной тонкой горизонтальной слоистостью, местами гумусированные, с остатками рас-тительности. Большинство обнаруженных фрагментов аллювиальных и озёрно-аллювиальных образований тяготеет к зоне Воложинского грабе-на.

Брестские отложения залегают обычно на неогеновых, реже – на ме-ловых и девонских породах. В разрезах древнейшие аккумуляции плей-стоцена сравнительно постепенно вычлняются их плиоценовых пород. Граница между ними устанавливается по подошве алеврито-песчаной толщи, где в отложениях впервые появляются остатки растений бореаль-ных сообществ, меняется литологический и минералогический состав [110, 111, 17, 216]. Мощность брестских отложений составляет 1 -32 м. Стратиграфия, литологический состав и остатки ископаемой флоры брестского надгоризонта детально трактуются в Геологии Беларуси [56] и публикациях Г. И. Горецкого [64], М. А. Ришкене [197], Т. В. Якубовской [215, 216], А. Климашаускаса [110]. Общая характеристика брестских отложений здесь приведена для реконструкции структурного плана региона и дина-мики древнейших оледенений.

В настоящее время к югу от границы Белорусского Поозерья в Ош-мянской и Смоленской зонах разломов описываемые аккумуляции на-ходятся на неотектонических и останцовых поднятиях высотой 60 – 142 м над уровнем моря, т.е. гипсометрически выше своего первоначального залегания. В северные склоны этих возвышений и в поверхность разоб-щающих их понижений врезаны погребённые ледниковые ложбины .

Наревский ледниковый горизонт. Отложения наревского горизонта со-хранились только в виде небольших фрагментов в глубоких троговых па-леоложбинах и ложбинах-ваннах Видзовского и Полоцко-Чашникского понижений, а также к югу от них на водораздельных участках погребён-ной Центрально-Белорусской равнины. В пределах региональных пони-жений они установлены в Видзовской, Поставской, Браславской, Глубок-ской, Карпиничской, Селявской и некоторых других палеоложбинах, где залегают обычно в углублениях дна у подошвы плейстоцена. Мощность наревского горизонта составляет чаще всего 8 – 20 м, однако местами, главным образом в локальных западинах дна, достигает 40 – 55 м (рис.12).



Рис. 12. Мощность нарвских отложений: 1 – изопахиты, 2 – мощность, 3 – граница выклинивания

В основании нарвского горизонта и ледниковых ложбин вскрыты в основном моренные отложения [74]. Их мощность составляет 5- 13 м и возрастает до 31 м на отдельных расчленённых участках дна. Моренные образования представлены пачками основной морены – серыми и буровато-серыми грубыми супесями и лёгкими суглинками с гравием и галькой, плитчатой и слоистой текстуры. На неровных участках дна в морене встречаются чешуйчатые и складчатые фации и нередко фации морены крупных и мелких отторженцев, содержащие блоки девонских песчаников, глин и мергелей (рис. 12 – 14).

На дне и нижних участках склонов нарвских ложбин сверху морены залегают флювиогляциальные отложения регрессивной серии мощностью до 32 м. Здесь нередко отсутствует морена и они лежат на девонских породах. В сложении регрессивной серии участвуют крупно- и среднезернистые пески слоистой текстуры, с прослоями гравия и алевритов, которые вверх по разрезу сменяются мелкозернистыми песками. Надморенные отложения имеют неровную, расчленённую кровлю с амплитудой рельефа до 10 – 15 м. На бортах их поверхность на 10 – 53 м выше, чем на днище. Подобные накопления, являются, по-видимому, интра- и супрагляциальными образованиями.

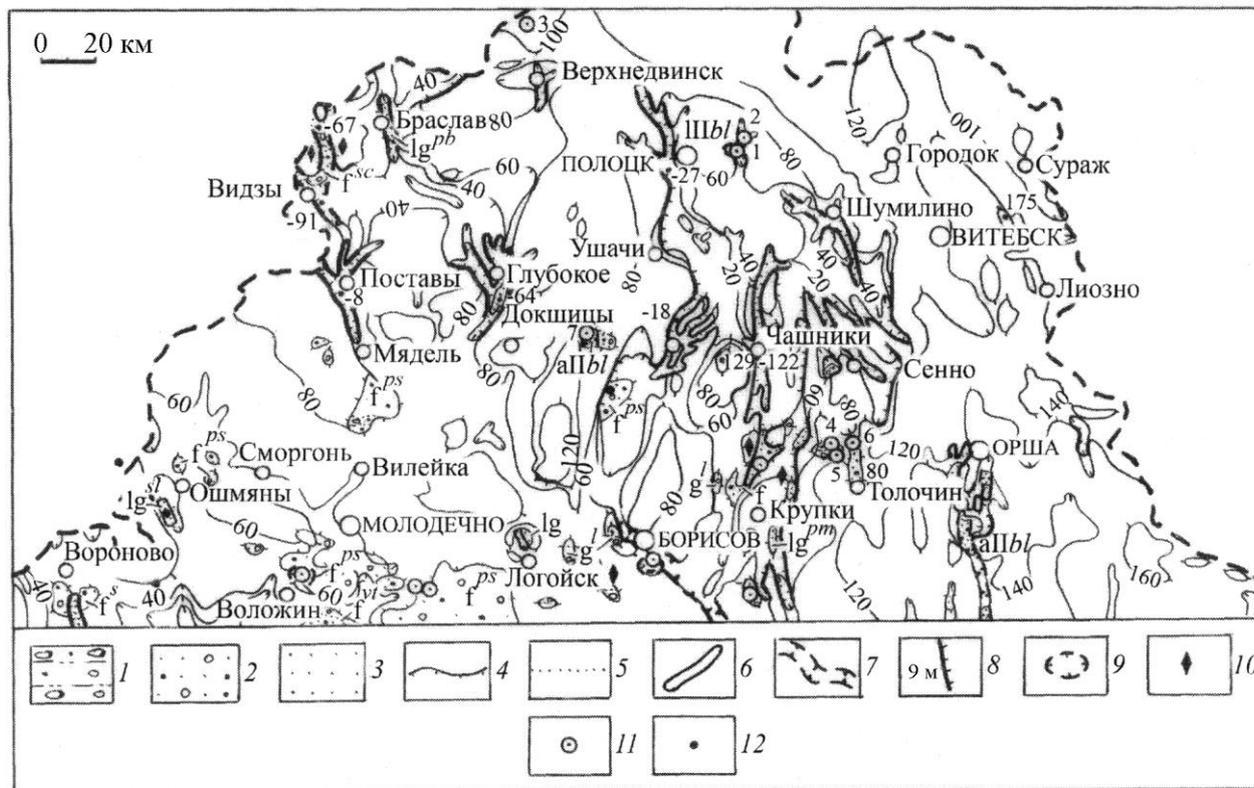


Рис. 13. Поверхность наревского горизонта. 1 - основная морена, 2 – флювиогляциальные отложения, 3 – лимногляциальные образования, 4 – граница наревских отложений, 5 – границы литологически различных отложений, 6 – ледниковые ложбины, 7 – фрагменты речной сети, 8 – уступы и их высота, 9 – западины с беловежскими отложениями, 10 – отторженцы, 11 – скважины, вскрывшие беловежские межледниковые отложения (1 – Щербаки, 2 – Затростень, 3 – Обухово, 4 – Волосово, 5 – Замосье, 6 – Лавреновичи, 7 – Верхнее Березино), 12 – скважины, в которых морена опробовалась на минералогический и петрографический анализы

Слои основной морены и флювиогляциальных отложений выполняют редкие палеоложбины и котловины наревского оледенения. Фрагменты наревских переуглуллений, сохранившиеся от экзарационной деятельности более молодых оледенений, отмечаются у гг. Поставы и Браслав, на центральных участках Поставской и Браславской ложбин, севернее пос. Видзы и г. Толочин на центральном и северном отрезках Видзовской и Толочинской палеоложбин, южнее гг. Глубокое, Ошмяны и Лукомль на дистальных окончаниях Глубокской, Ошмянской и Селявской палеоложбин, на бортах Карпиничской палеоложбины (см. рис. 13).

Наревские палеоложбины имеют линейную форму в плане, меридиональную ориентировку и прослеживаются на расстояния всего до 10-26 км. Большинство палеоврезов приурочено к южным районам региональных понижений и северным

периклинальным окончанием неотектонических поднятий Ошмянской зоны разломов. Часть палеоложбин врезана в северные склоны региональных понижений. Наревские ледниковые ложбины размещаются, как отмечалось выше, над разломами и узлами их пересечения.

В рельефе поверхности наревского горизонта эти палеоврезы чётко выражены. Их днища расположены на абсолютных отметках – 67 – 38 м, а бровки склонов – на высотах 60 – 80 м и редко выше над уровнем моря. Тальвег переуглублений наклонён на север, падение составляет 3 – 2 м/1км и 29 – 72 м относительно их южного конца. Глубина вреза изменяется от 20 до 144 м, ширина – до 2 км. Самые глубокие наревские ложбины находятся в Глубокской (-64 м) и Видзовской (-67 м) палеоложбинах.

Наревская морена, залегающая у дна древнейших палеоложбин, выступает на их поверхности относительно редко и лишь на склонах местами слагает наклонные к центру площадки. Надморенные песчаные отложения озово-камовых и зандровых фаций занимают основную площадь палеоложбин и образуют, по-видимому, погребённые камы, камовые террасы, озы, холмисто-западинные зандры. На дне глубоких наревских ложбин не установлены ленточные глины и суглинки. Судя по строению отложений, залегающих в основании троговых ложбин, большинство из них являются формами, открытыми к палеодолинам Вилии, Березины и Днепра.

Таким образом, комплекс структурных и морфологических признаков свидетельствует о том, что наревские ледниковые ложбины – это результат процесса морфогенеза, ведущую роль в котором играла ледниковая экзарация.

На прилегающих к Видзовскому и Полоцко-Чашникскому понижениям соседних территориях погребённой Центрально-Белорусской равнины отложения наревского горизонта занимают разрозненные небольшие по площади участки. Они сохранились на неотектонических поднятиях и в палеоложбинах вдоль Ошмянского разлома, в Логойской астроблеме, на водораздельных поверхностях погребённой равнины в окрестностях гг. Мядель, Борисов, у восточного подножья Плещеницко-Докшицкого поднятия и на Оршанском выступе (см. рис. 13). Мощность образований обычно составляет 5 – 22 м. В этих районах в разрезах наревского горизонта выделяются моренные отложения и песчаные и песчано-гравийные образования зандрового типа. Моренные отложения размещаются над возвышающимися равнинными участками субчетвертичной поверхности. Они представлены маломощной (5 – 10 м) основной мореной плитчатой, монолитной и полосчатой текстуры. Покровы основных морен слагают полого-волнистые, плоские и наклонные моренные равнины с абсолютными отметками поверхности 84 – 97 м и относительными превышениями 3 – 5 м. Песчаные и песчано-гравийные отложения зандров встречаются ограниченно в пределах пониженных районов Центрально-Белорусской погребённой равнины и Воложинском грабене. Мощность зандровых аккумуляций – 5 – 22 м.

Из наревской морены в ряде скважин, пробуренных вдоль южной границы Белорусского Поозерья и соседней Литвы, получены минералогические и петрографические данные. В районе белорусско-литовской границы в скв. 79 у д. Жемиславль, скв. 66 у д. Суходолы и других наревская морена характеризуется сильной выветрелостью минералов, присутствием в тяжёлой фракции мелкопесчаной размерности циркона (до 4.3 %), эпидота (до 7.3 %), ярозита (до 0.9 %), роговой обманки. В лёгкой фракции присутствуют кремни, отмечается повышенное содержание кар-

бонатов (до 24 %), циркона (до 4.3 %), гранатов (до 36 %), окисей и гид-роокисей железа (до 37 %) и др. Эти минералы обнаруживают связь с ни-жнепалеозойскими и скандинавскими породами северной питающей про-винции и меловыми и неогеновыми отложениями [110]. Морены центральной части Белорусского Поозерья и более южных рай-онов (скв. 8 у д. Домжерицы, скв. 105 у д. Токарня, скв. 110 у д. Апчак и др.), по данным С. Д. Астаповой, обнаруживают также заметно выражен-ную зависимость минерального состава от пород северных территорий (средне- и верхнедевонских) и меловыми и брестскими аккумуляциями. В тяжелых фракциях представлены сидерит, пирит, роговая обманка, до-ломит, гранаты, ильменит, пироксены и другие.

В петрографическом составе морены (фракция 5 – 30 мм) отмечается высокое содержание обломков доломитов, известняка, песчаника с тер-ритории Беларуси и более северных районов. На западе Белорусского Поозерья и юго-востоке Литвы вместе с названными породами А. И. Гайгаласом [45] обнаружены руководящие гальки и валуны пород восточной части Фенноскандинавской петрографической провинции, расположенной на территории южной Финляндии и в Финском заливе – выборгит, гогландский кварцевый порфир, рапакиви юго-западной Фин-ляндии, а также породы дна Балтийского моря и Аландских островов – красный балтийский кварцевый порфир, аландские рапакиви, граниты и кварцевые порфиры.

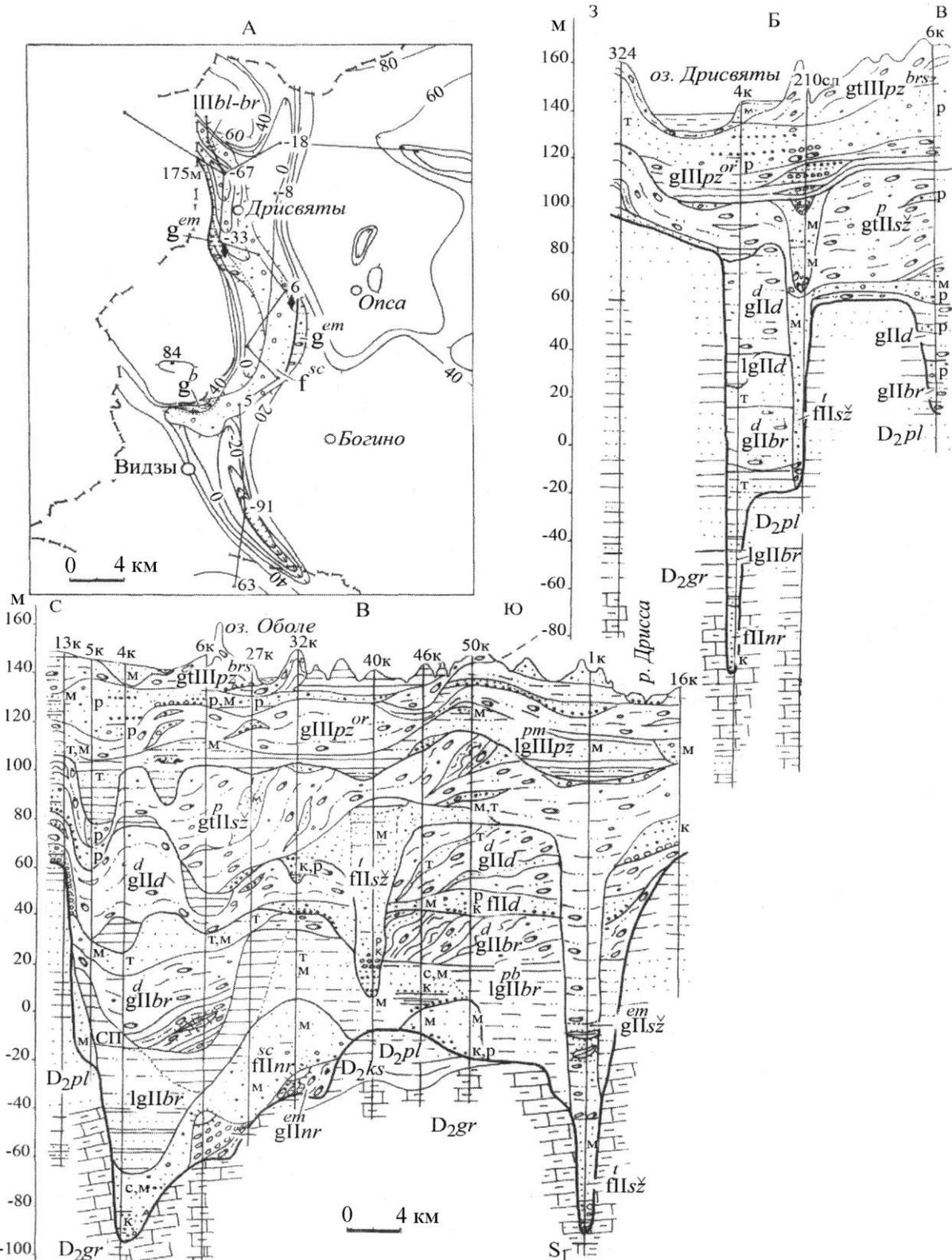


Рис. 14. Структура Видзовской палеоложбины. А – схема поверхности наревского горизонта, Б – геологический разрез по направлению с запада на восток по линии дд. Кимбартишке – Усяны, В – продольный разрез по линии дд. Карасино – Диджясалис

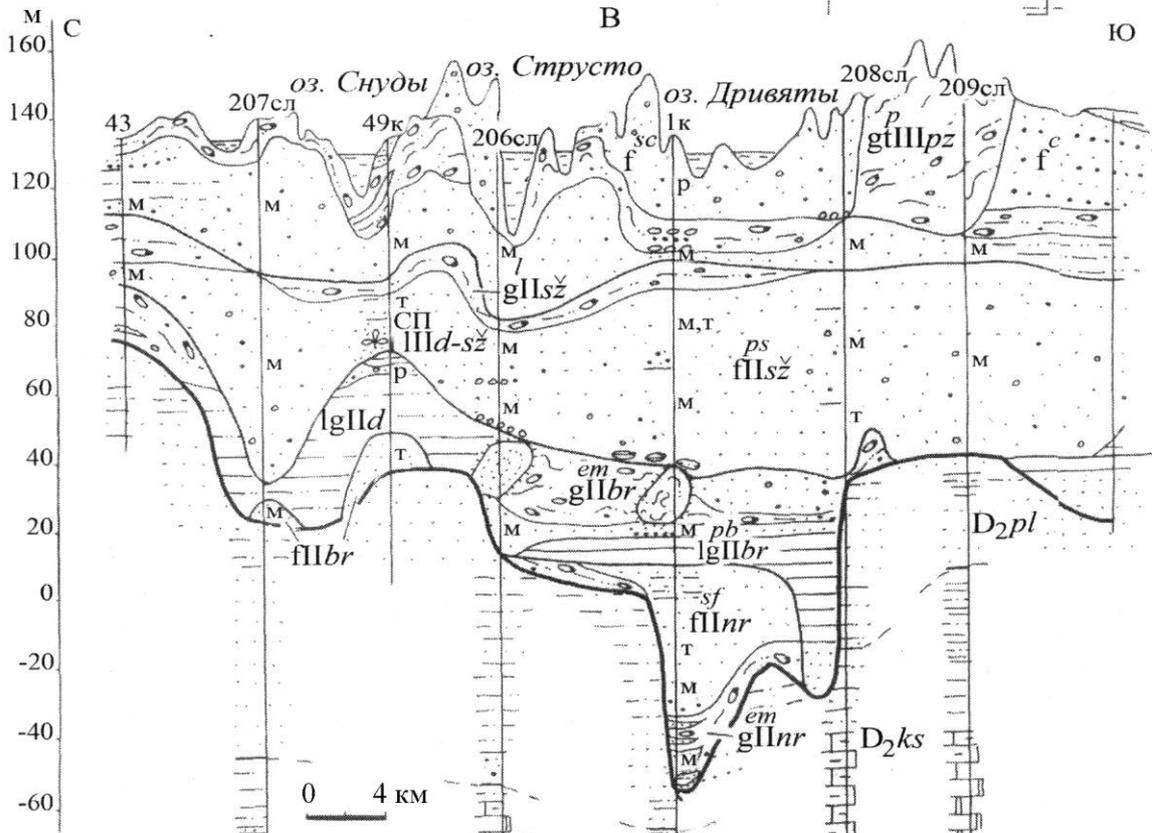
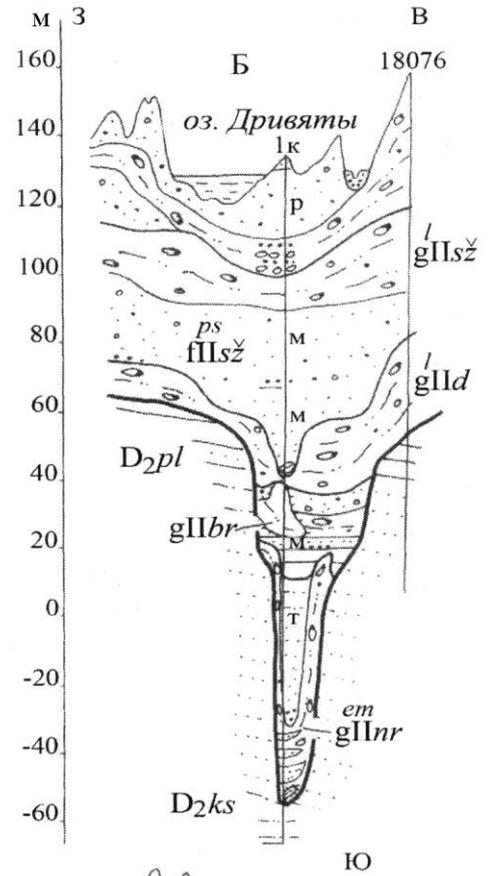
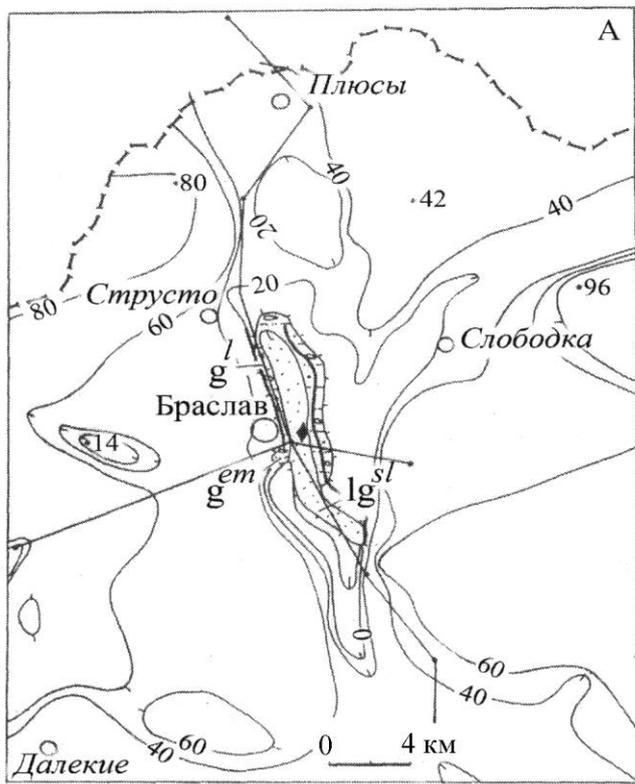


Рис. 15. Распространение и строение наревских отожений в Браславской палеоложбине. А – схема поверхности наревского горизонта, Б – поперечный разрез по линии дд. Петрунишки – Плебанцы, В – продольный геологический разрез по линии дд. Вецборне - Закорне

Беловежский межледниковый горизонт. В пределах палеоложбин отложения беловежского межледниковья фиксируются лишь в единичных разрезах на наревских образованиях (см. рис 120). Здесь они представлены в основном озёрными и озёрно-болотными аккумуляциями. На западе Полоцко-Чашникской гляциодепрессии отмечены древнейшие в Бело-русском Поозерье фрагменты погребённой долины, по-видимому, Пра-Бережины, с которой связан аллювий беловежского возраста.

Озёрные и озёрно-болотные аккумуляции обнаружены в Новополоцкой, Карпиничской и Толочинской палеоложбинах. Их кровля находится на абсолютных отметках 65 – 98 м. Мощность изменяется от нескольких до 26 м. Наиболее полно эти межледниковые отложения представлены в разрезах у дд. Щербаки и Затростенья на территории Городокского района, у дд. Лавреновичи и Волосово в окрестностях г. Толочин и в составе ледникового отторженца, вскрытого скважиной у д. Почтари Полоцкого района на глубине 82 – 86 м (рис.16,17).

В строении отложений беловежских палеоозёр участвуют тёмно-серые флороносные мергели, гиттии, торфяники и пески. Они датированы палеоботаническими методами в Новополоцкой погребённой ложбине у д. Почтари (скв. 1), в Карпиничской – у дд. Щербаки (скв. 90) и Затростенья (скв. 7) и в Толочинской палеоложбине у д. Лавреновичи (скв. 31). Спорово-пыльцевые спектры (рис.17) из отложений в скважинах у дд. Почтари и Щербаки характеризуют позднеледниковые и целиком (включая оптимум) беловежскую межледниковую эпоху. На них отражены следующие палинозоны (приведены согласно Т. Б. Рыловой [1998]): bl1 - *Betula – Larix – Picea*, bl2 – *Pinus – Betula*, bl3 – *Quercus – Ulmus*, bl4 – *Quercus – Ulmus – Corulus*, bl5 – *Quercus – Picea*, bl6 – *Pinus – Picea*, bl7 - *Pinus – Picea – Betula*, bl8 – *Pinus – Betula – Larix*. Для отложений, заполняющих рывинную котловину на днище палеоложбины у д. Лавренови-

чи получена семенная флора (таблица 1). По заключению Ф. Ю. Величкевича [24], семенные комплексы в скв.31 у д. Лавреновичи с глубины 94.0 – 95.4 м воспроизводят типичный межледниковый характер растительности с участием относительно теплолюбивых (*Typha*, *Salvinia*, *Nymphaea*, *Nyphar*) и многих умеренных по своей климатической требовательности водно-болотных и наземных растений. Флора содержит много представителей вымерших видов (*Potamogeton sarjanensis* Wielicz., *P. pannosus* Dorof., *Nymphaea cinerea* Wielicz., *Carex paucifloroides* Wielicz., *Hypericum* cf. *Pleistocenicum* Wielicz.),

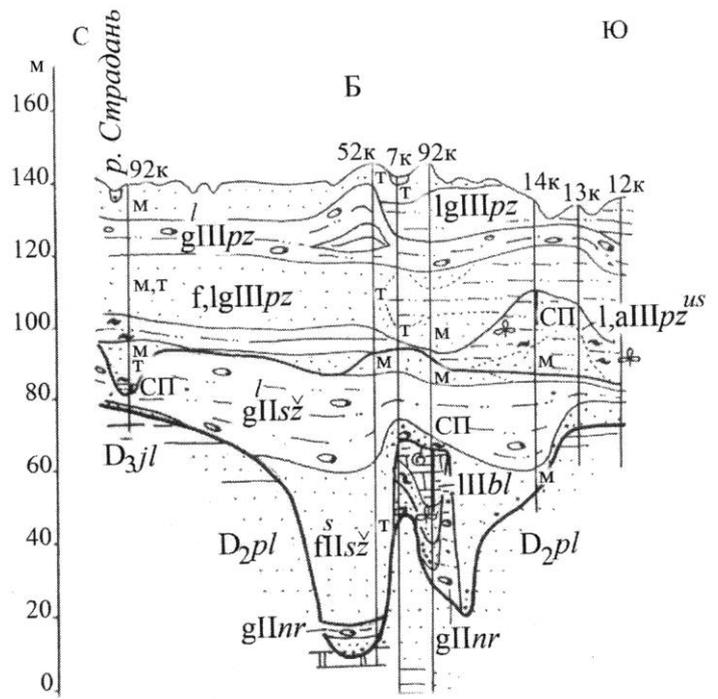
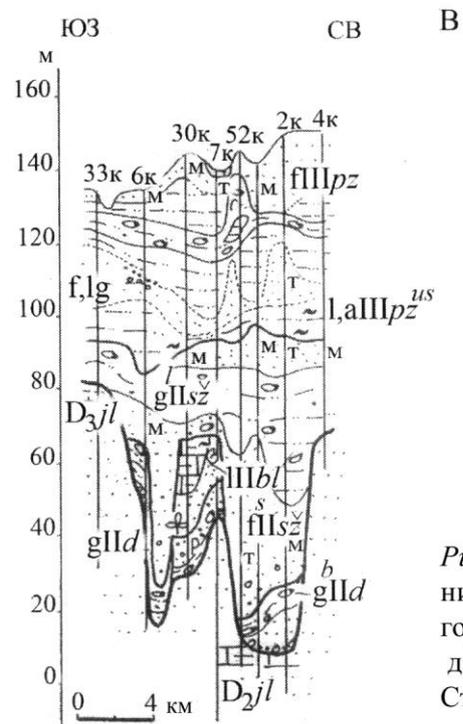
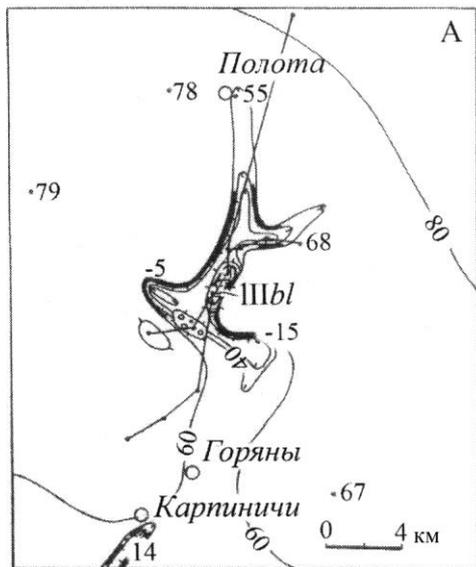


Рис. 16. Условия залегания беловежских межледниковых отложений в Карпиничской палеоложбине: А - поверхность наревского горизонта; Б - геологический разрез вдоль ложбины по линии дер. Дретунь - Деруны; В - поперечный разрез по линии дер. Струнье - Кульки

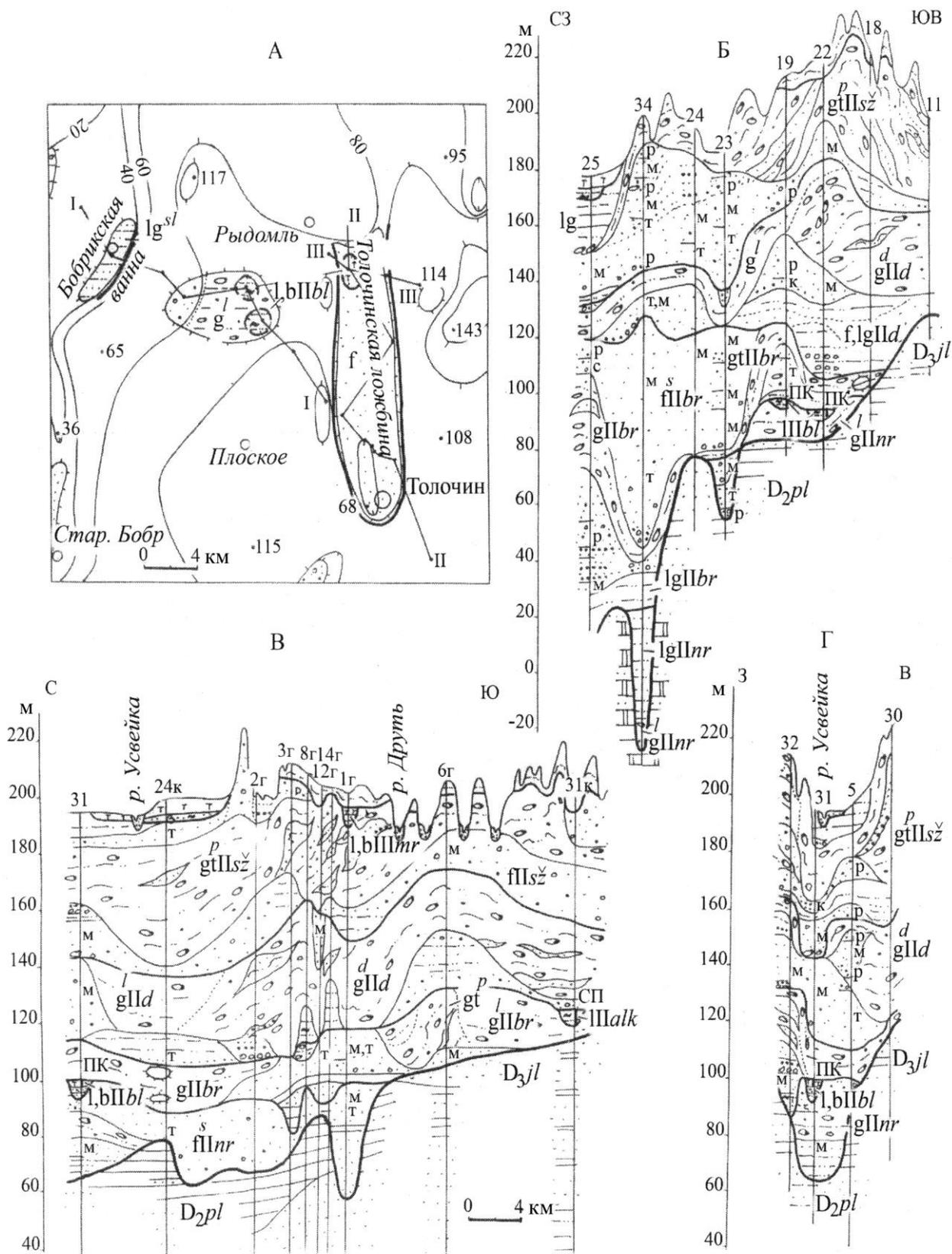


Рис. 17. Условия залегания беловежских межледниковых отложений в Бобринской ванне и Толочинской ложбине. А – поверхность нарвского горизонта, б – геологический разрез через Бобринскую ванну по линии I – I (дд. Болота – Павлови-чи), в – продольный разрез четвертичных

отложений Толочинской ложбины по линии П – П (дд. Замошье – Волонцевичи) и Г – поперечный разрез по линии Ш – Ш (дд. Лавреновичи – Серковица)

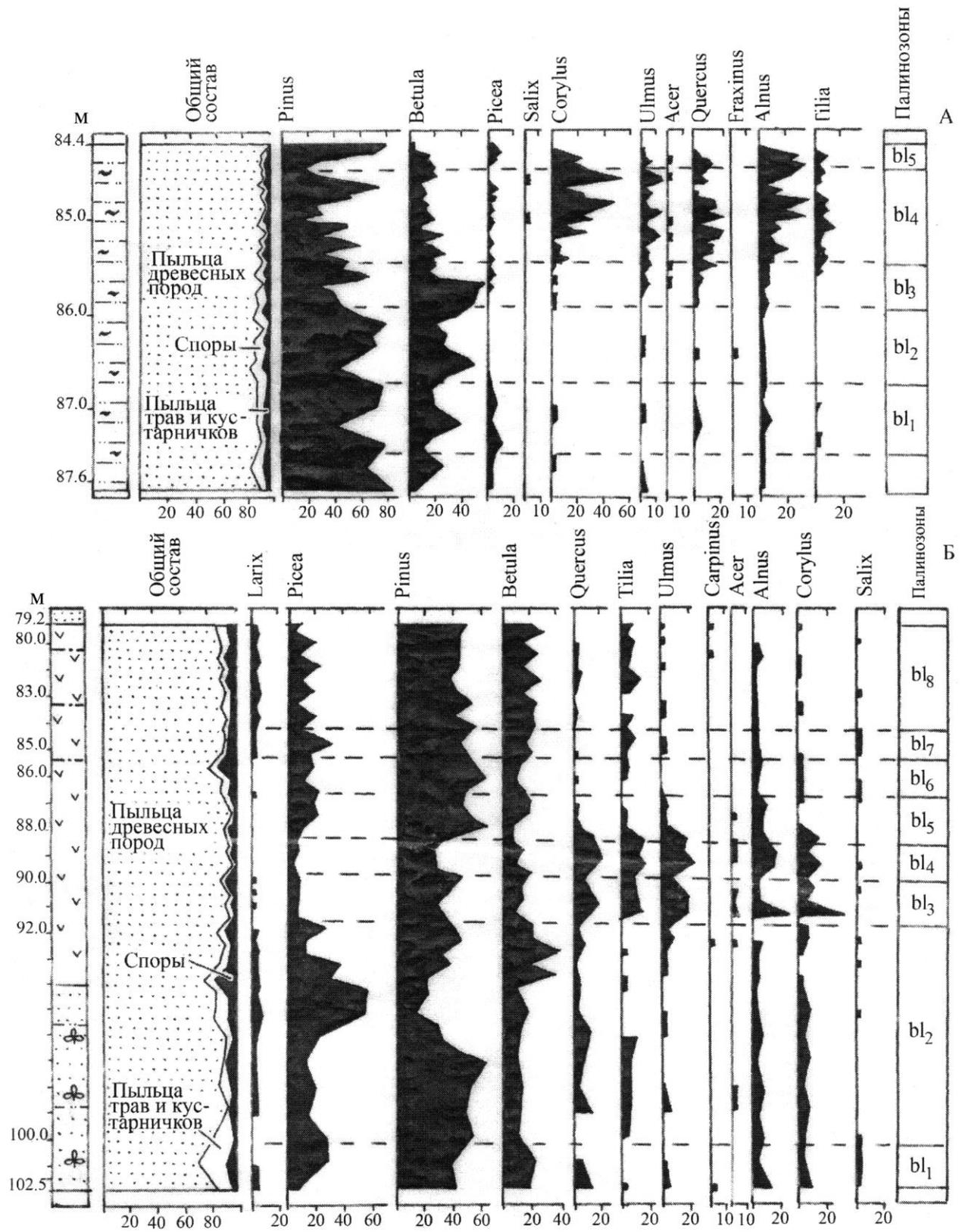


Рис. 18. Спорово-пыльцевые диаграммы беловежских межледниковых отложений по разрезу скв. 1 у д. Почтари (А) [176] и скв. 90 у д. Щербаки Полоцкого района (Б, анализы О. П. Леонович и Л. А. Закревской)

включает доминирующую в группе древесных пород *Larix deciduas* и является характерной флорой беловежского типа, сопоставляемой с другими известными в Беларуси флорами этого возраста [23].

В древнеозёрных западинах на водораздельных участках наревских моренных равнин и возвышений обнаружены неполные разрезы беловежских озёрно-болотных пород. В разрезах у д. Обухово Верхнедвинского района, д. Волосово (скв. 19) Толочинского района, д. Печи (скв. 212, интервал 68.1 - 74.6 м) Борисовского района семенные флоры и спорово-пыльцевые спектры характеризуются фрагментарностью и воспроизводят неоптимальные фазы беловежского межледниковья [23, 24, 34, 38, 65, 112, 164].

Аллювиальные отложения беловежского возраста палеоботанически изучены в палеодолине Пра-Березины у д.Березино Докшицкого района на глубине 80 – 108.5 м. Развитые здесь старичные гиттии и торфяники подстилаются русловыми песками с галечно-валунным базальным гори-зонтом. Они выполняют палеодолину глубиной порядка 25 м и шириной 4.5 км [205]. Спорово-пыльцевые диаграммы, опубликованные Н. А. Махнач [163], дают основание для отнесения их к началу беловежского межледниковья вплоть до первой половины климатического оптимума. Беловежский аллювий, относящийся к фациям русла и размыва, вскрывается также на участках, разбуренных в долине Днепра между гг.Смоленск и Шклов и в долинах Нёмана и его правых притоков [59, 65]. Соотношение палеодолин и наревских палеоложбин на территории Белорусского Поозерья может свидетельствовать о включении последних в бассейны беловежского Пра-Днепра и Пра-Нёмана.

Таблица 1

Семенная флора беловежских озёрных отложений из скв. № 31 у д. Лавреновичи Толочинского района (определения Ф. Ю. Величкевича)

№ п/п	Растение	Глубина отбора образцов		
		91.3 – 91.4	91.4 – 91.5	91.5 – 91.6
1	2	3	4	5
Наземные (древесные, кустарниковые, травянистые)				
1	<i>Betula alba L.</i>	4 орешка	36 орешков	18 орешков
2	<i>Urtica dioica L.</i>			1 орешек
3	<i>Selaginella helvetica (L.) Spring.</i>			1 мегаспора
4	<i>Pinus sp.</i>	Обл. семян		
5	<i>Picea sp.</i>	Обл., 1 семя	Обл. семени	Обл. хвои

6	<i>Larix cf. decidua</i> Mill.	13 семян	51 семя, хвоя	25 семян, хвоя
7	<i>Hypericum cf. pleistocenicum</i> <i>Wieliczk.</i>		2 семени	
8	<i>Chamaedaphne calyculata</i> (L.) <i>Moench.</i>	3 семени	56 семян	2 семени
Водные открытых водных пространств, стоячих и слабопроточных водоемов				
9	<i>Salvinia natans</i> (L.) All.			5 мегаспор
10	<i>Potamogeton natans</i> L.			2 эндокарпа
11	<i>P. pannosus</i> Dorof.			3 эндокарпа
12	<i>P. pusillus</i> L.			3 эндокарпа
13	<i>Batrachium</i> sp.		2 орешка	66 орешков
Прибрежно-водные обитатели мелководий, влажных прибрежных лугов и низинных болот				
14	<i>Alisma plantago-aquatica</i> L.			20 семян
15	<i>Carex paucifloroides</i> Wieliczk.	1 орешек	41 орешек	40 орешков
16	<i>Rumex maritimus</i> L.			67 плодиков
17	<i>Ranunculus sceleratus</i> L.	1 орешек		
18	<i>Stellaria palustris</i> Retz.	3 семени		
19	<i>Caltha palustris</i> L.			2 семени
20	<i>Eleocharis ovata</i> (Roth) Roem. et			1 орешек

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5
	<i>Schult.</i>			
21	<i>Ranunculus cf. Repens</i> L.		1 орешек	9 орешков
22	<i>Comarum palustre</i> L.	33 семени	3 семени	
23	<i>Mentha</i> sp.		1 орешек	
24	<i>Menianthes trifoliata</i> L.		1 семя	1 семя
Виды с неустойчивым местообитанием				
25	<i>Carex</i> sp.	Много орешков	Много орешков	86 орешков
26	<i>Potentilla</i> sp.		1 орешек	4 орешка
27	<i>Apiaceae</i> gen.			10 семян

В одинаковых геологических условиях с точно установленными разрезами беловежских озёрных и озёрно-болотных отложений обнаружены слои озёрных и озёрно-делювиальных суглинков и алевритов с линзами и прослойками глин, песка с гравием, для которых сложно установить время их накопления. Эти аккумуляции вскрыты в понижениях днища Видзовской, Селявской и Ошмянской палеоложбин (скв. 5, д. Усаны; скв. 29, д. Прошика; скв. 66, д. Суходолы и др.), а также в котловинах и западинах на водораздельных поверхностях. В палиноспектрах этих слоистых отложений отмечается господство пыльцы сосны, берёзы, чередование их максимумов на фоне незначительного количества пыльцы ши-роколиственных пород, примесь пыльцы реликтовых растений. Аналогичные отложения пра-озёр вскрыты на погребённой Центрально-Бело-русской равнине в разрезах скв. 131 (глубина 151 – 157 м) у д. Огарки, скв. 8 (глубина 151 -156 м) у д. Раченята. Палеокарпологическими исследованиями [215, 216] здесь выявлены единичные остатки холодостойких *Selaginella selaginoides*, *Potamogeton vaginatus*, *Carex* sp. и др. В этих разрезах В. И. Назаровым определены остатки тундровых видов жуков, в том числе жёсткокрылых рода *Diacheila*, *D. Arctica* [114]. Вверх по разрезу озёрные и озёрно-делювиальные фации постепенно переходят в озёрно-ледниково-вые глины и суглинки березинского оледенения.

Березинский ледниковый горизонт в заполнении палеоложбин играет более существенную роль, чем наревский. Он широко развит в древних впадинах, в основном, над наревскими ледниковыми сериями. Этот горизонт выполняет также березинские палеоложбины, где залегает у подошвы плейстоценовой толщи на поверхности девона. Мощность описываемого горизонта чаще всего составляет 20 – 45 м. Самыми утолщёнными (99 – 132 м) являются его участки, вложенные в понижения дна. Таким образом, горизонт березинских отложений является основным в заполняющем комплексе большинства палеоложбин, выработанных на субчетвертичной поверхности (рис. 18). Березинские образования палеоложбин построены лимногляциальными, моренными и флювиогляциальными отложениями. Доля различных генетических типов и характер их соотношения в разрезе и по площади неодинаковы.

В пределах наревских палеоложбин разрез березинской толщи начинается прогляциальными озёрно-ледниковыми глинисто-алеврито-песчаными отложениями ленточной текстуры. Для них характерно последовательное замещение алевритистых слоёв шоколадными глинами вверх по разрезу. Озёрно-ледниковые аккумуляции почти повсеместно плаще-образно покрывают неровности дна палеоврезов, сглаживая их. Мощность глинисто-алеврито-песчаных образований возрастает до 30 -57 м в наиболее глубоких понижениях дна и убывает до первых метров на его перемычках.



Рис. 19. Схема распределения мощностей березинских отложений: 1 – изопахиты, 2 – значения мощностей, 3 – участки с мощностью отложений более 40 м, 4 – площади отсутствия отложений, 5 – места резкого изменения мощностей

На озёрно-ледниковые образования ложится серая и серовато-бурая супесчано-суглинистая основная морена. В пределах Видзовской, Браcлавской, Глубокской и Селявской палеоложбин её поверхность залегает на 12 – 130 м ниже, чем на бортах (рис. 21, 22). Березинская основная морена имеет гляциодинамическую текстуру. В заполнении пониженных участков днища принимают участие преимущественно пачки морены с плитчатой и слоистой текстурами. Здесь морена в два – три раза толще (обычно 20 – 40 м), чем на бортах и соседних участках. Часто пачки мо-

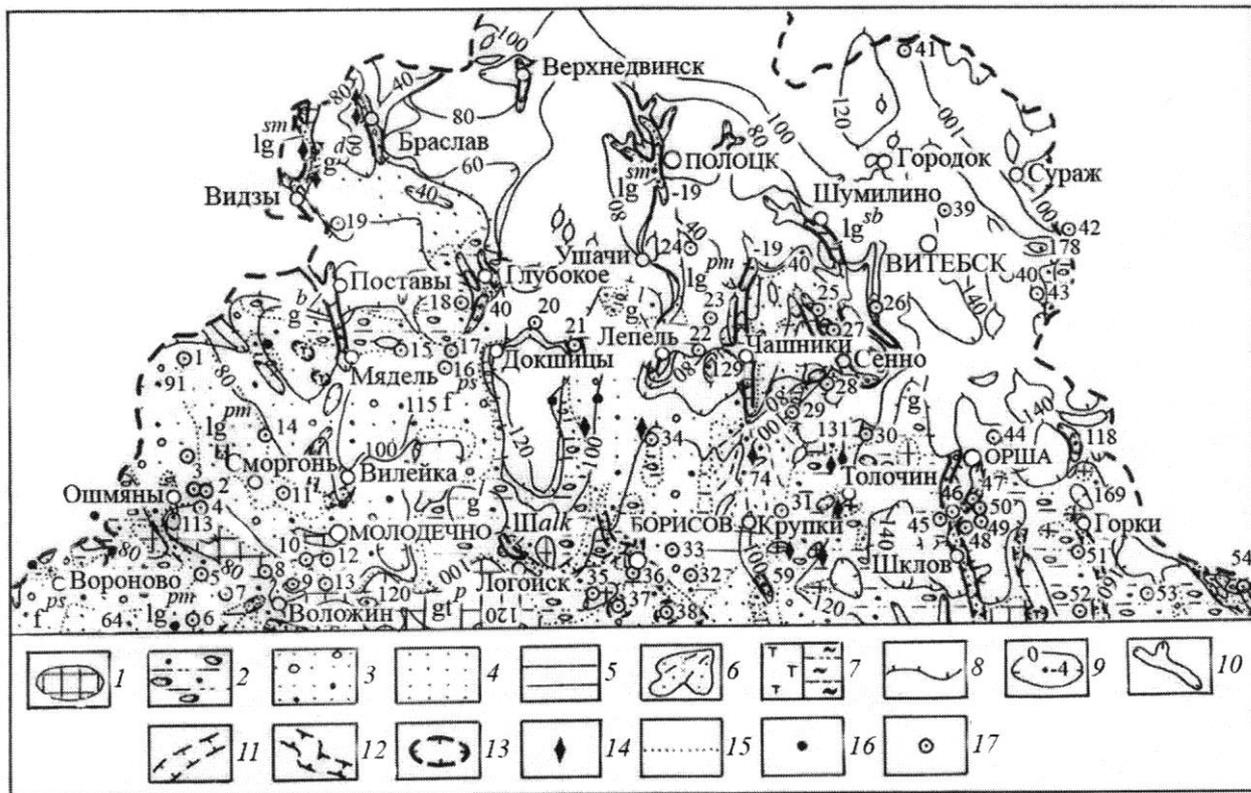


Рис. 20. Карта поверхности березинского горизонта: 1 – конечные морены; 2 – участки распространения основной морены; 3 – пески с гравием и галькой; 4 – пески тонкозернистые; 5 – прогляциальные дельтовые отложения; 6 – ленточные глины; 7 – озерно-болотные отложения; 8 – граница распространения березинских образований; 9 – изогипсы и абсолютные отметки рельефа; 10 – ложбины; 11 – долины стока; 12 – фрагменты речных долин; 13 – гляциокарстовые западины и котловины; 14 – ледниково-отторженцы; 15 – границы площадей распространения отложений различного генезиса и литологического состава; 16 – скважины, в которых изучался вещественный состав морены; 17 – скважины, вскрывшие александрийские межледниковые отложения: 1 – Некрашуны, 2 – Замостяны, 3 – Жупраны, 4 – Новоселки, 5 – Дертники, 6 – Токаришки, 7 – Вишнево, 8 – Забренье, 9 – Раченята, 10 – Акимовщина, 11 – Рудня, 12 – Груздово, 13 – Холхлово, 14 – Жодишки, 15 – Старые Габы, 16 – Мотыки, 17 – Осиновщина, 18 – Дерковщина, 19 – Козяны, 20 – Речные, 21 – Верхнее Березино, 22 – Заслоново, 23 – Заружаны, 24 – Горбатица, 25 – Танковичи, 26 – Латыгово, 27 – Великое Село, 28 – Латыгаль, 29 – Бояры, 30 – Киселево, 31 – Плиса, 32 – Корма, 33 – Новосады, 34 – Селец, 35 – Глинице, 36 – Печи, 37 – Судабовка, 38 – Палелюм, 39 – Гралево, 40 – Стасево, 41 – Авдейково, 42 – Редькино, 43 – Лиозно, 44 – Андреевщина, 45 – Копысица, 46 – Малая Александрия, 47 – Рудаков Ров, 48 – Старые Стайки, 49 – Пронцевка, 50 – Америка, 51 – Добрая, 52 – Щекотово, 53 – Черноручье, 54 – Саприновичи

рены деформированы и включают лимногляциальные отложения и девонские породы в виде отторженцев. Подошва морены заглубляется в подстилающие породы на 20 – 50 м. Пачки дислоцированной основной морены повышенной мощности замечены также на дистальных бортах на-ревских Глубокской и Селявской палеоложбин.

Другое строение толща ледниковых отложений имеет в пределах ископаемых врезов березинского оледенения. На северных участках Глубокской, Полоцкой, Новополоцкой, Обольской, Ушачской, Чашникской и Бешенковичской палеоложбин днище выстлано

моренными суглинками и супесями, которые перекрыты песчаным и глинистым материалом. В случаях, когда морена отсутствует, основание и разрез сложены надморенной толщей водно-ледниковых образований. Морена имеет повышенную мощность (около 15 – 25 м) в осевых и дистальных отрезках палео-ложбин и утончается у боковых бортов. Пачки суглинков и супесей с гравием и галькой являются, судя по текстуре, основной мореной. Она плотная, массивная, плитчатой текстуры. В местах сильного заглубления в коренные породы и на дистальных склонах врезов в морене отмечаются линзы, прослой и отторженцы коренных и четвертичных пород. Гляциодислокаций в березинской толще, окружающей переуглубления по периферии не было замечено.

На южных окончаниях Сенненской, Ошмянской, Сольчицкой палео-ложбин слои основной морены деформированы. Эти образования размещаются также в толщах, обрамляющих эти переуглубления по южной периферии. Толщи деформированных отложений накладываются на Оршанское и надразломные поднятия субширотно вытянутого Ошмянского разлома, создавая остовы межлопастных и фронтальных возвышений.

Структуру конечно-моренных образований, регистрируемых возле палеоложбин, формируют преимущественно скибовые системы из дислоцированных пачек буро-серых моренных супесей, лимногляциальных глин, алевроитов и водно-ледниковых песков. Мощность отторгнутых образований составляет 20 – 61 м, а их кровля размещается на 20 – 80 м выше днищ палеоложбин, на максимальных (80 – 110 м) отметках березинского рельефа (рис. 23).

На днище Чашникской троговой ложбины отчетливо выделяются вдоль морфологической оси под березинской мореной глубокие круто-склонные рытвины, выполненные флювиогляциальными отложениями.

Дно рытвин выстлано хорошо промытым и окатанным грубообломочным материалом, состоящим из гравелистых песков и галечников с включением валунов. Выше по разрезу флювиогляциальные отложения состоят преимущественно из разно- и мелкозернистых песков. Мощность подморенной песчаной толщи увеличивается от бортов к центру рытвин от 5 до 87 м.

У дистального окончания Чашникской цепи рытвин размещаются отложения прогляциальной дельты. Это мощное (30 – 112 м) преимуще-

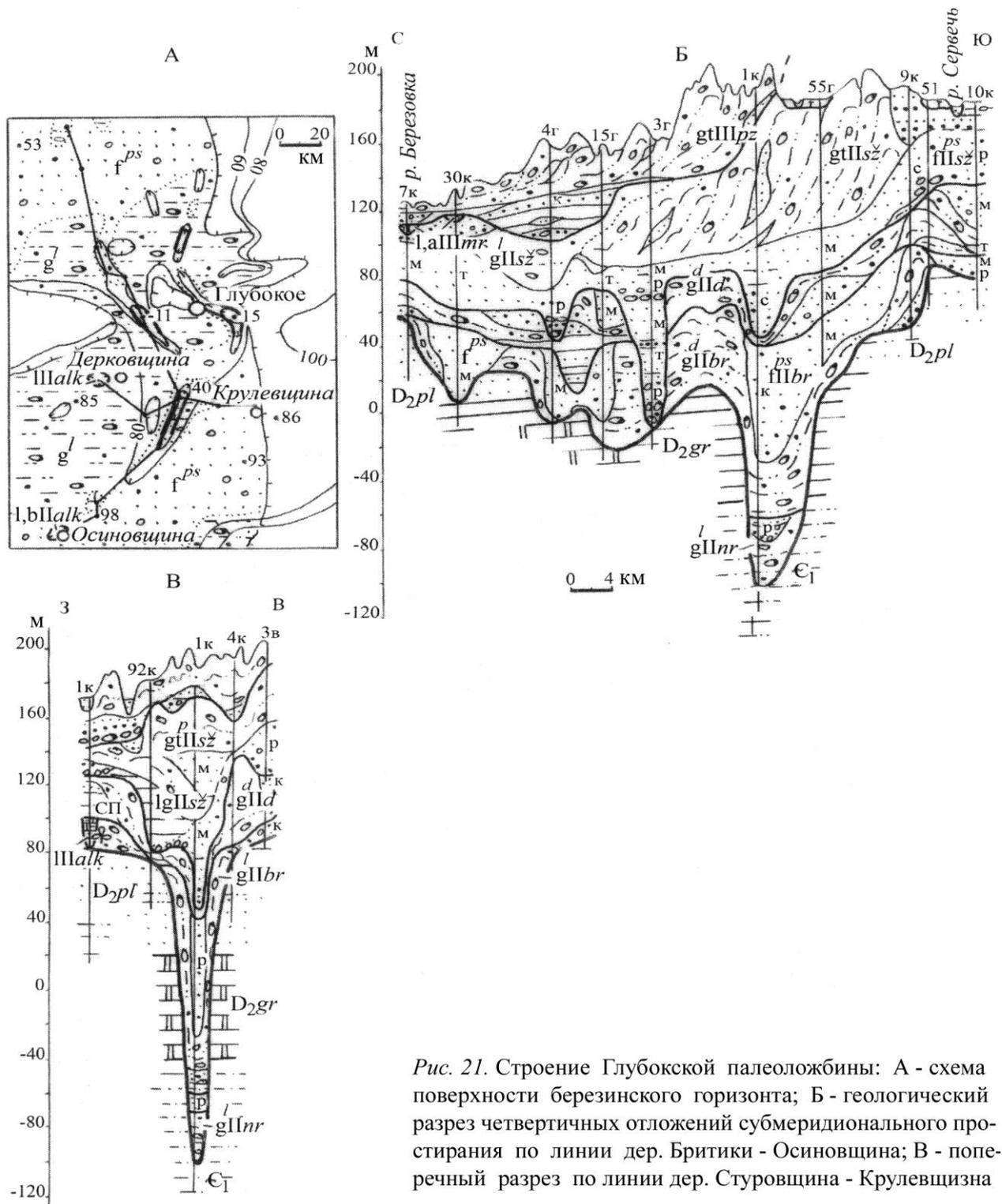


Рис. 21. Строение Глубокской палеоложины: А - схема поверхности березинского горизонта; Б - геологический разрез четвертичных отложений субмеридионального простирания по линии дер. Бритики - Осиновщина; В - поперечный разрез по линии дер. Стуровщина - Крулевщина

Рис. 21. Строение Глубокской палеоложины. А – схема поверхности березинского горизонта, Б – геологический разрез четвертичных отложений субмеридионального простирания

по линии дд. Бритики – Осиновщина, В – поперечный разрез по линии дд. Стуровщина – Крулевщина

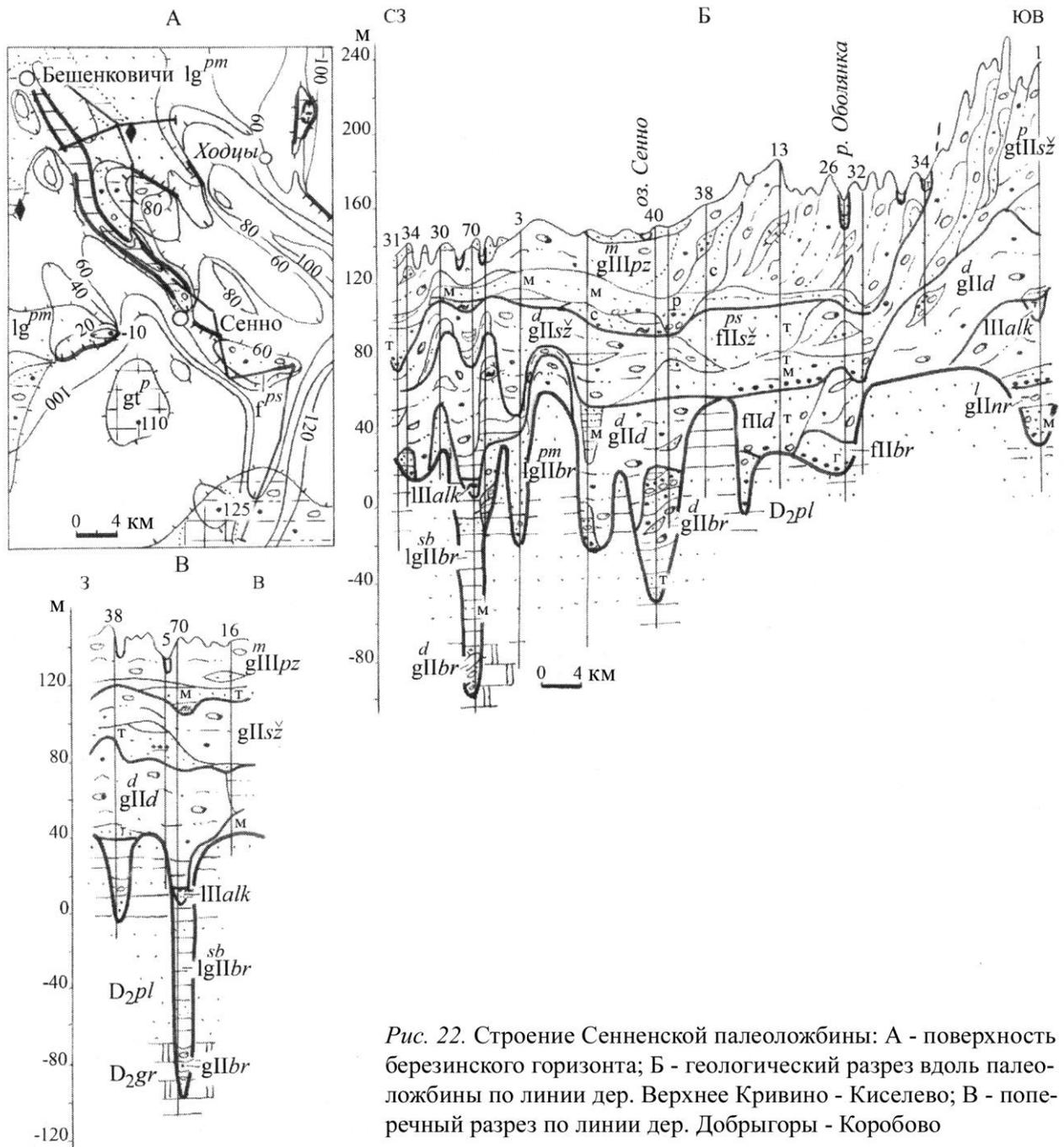


Рис. 22. Строение Сенненской палеоложины: А - поверхность березинского горизонта; Б - геологический разрез вдоль палеоложины по линии дер. Верхнее Кривино - Киселево; В - поперечный разрез по линии дер. Добрыгоры - Коробово

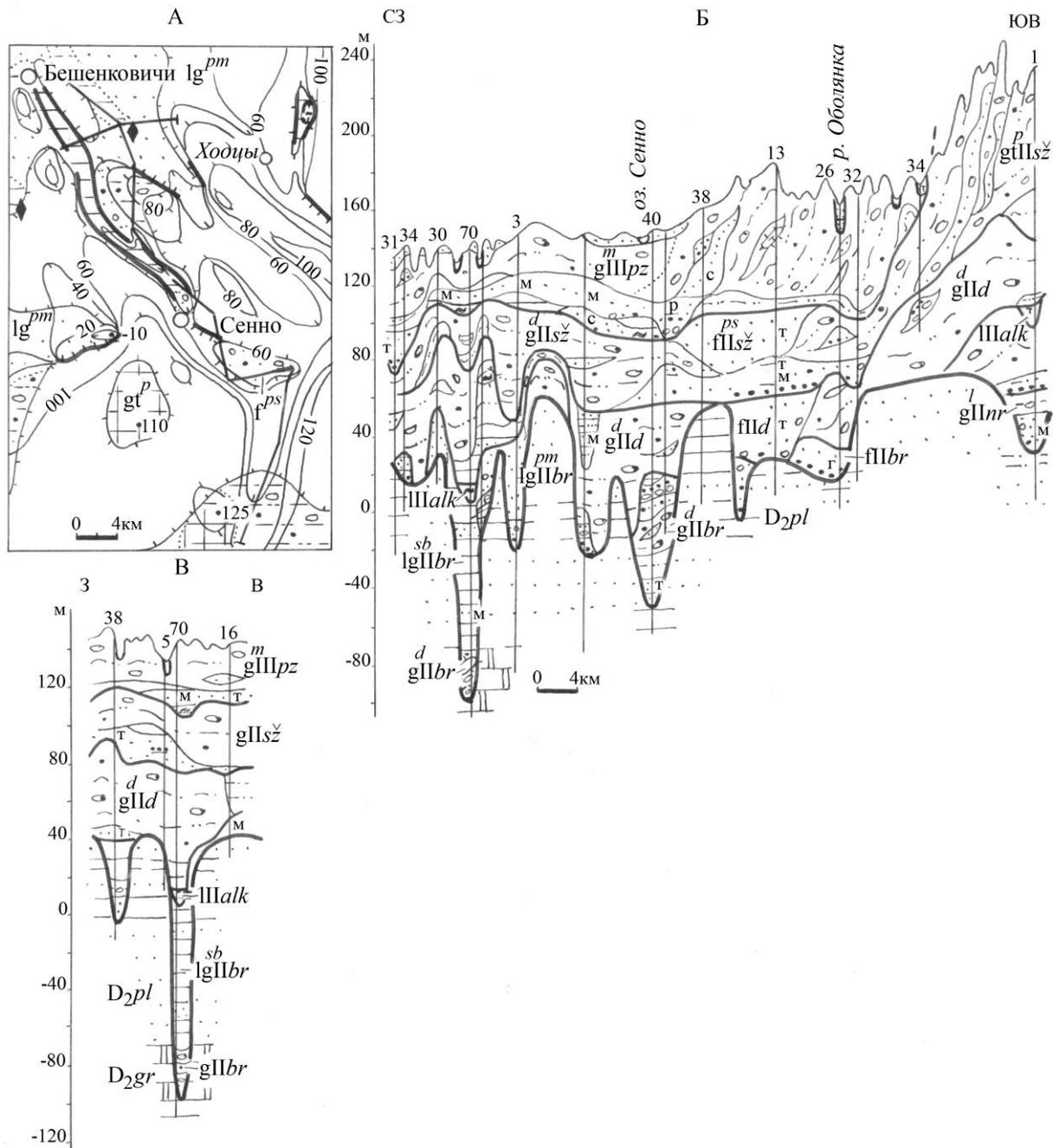


Рис. 22. Строение Сенненской палеоложбины. А – поверхность березинского горизонта, Б – геологический разрез вдоль палеоложбины по линии дд. Верхнее Кривино – Киселево, В – поперечный разрез по линии дд. Добрыгоры - Коробово

ственно косослоистое пластоподобное тело, утончающееся по мере продвижения в дистальном направлении. Осадочное тело палеodelьты имеет лопастную форму в плане с вершиной (депоцентром) у устья рытвины (вблизи г.Новолукомль), площадь около 596 км² и вытянуто к югу на 38 км при ширине до 30 км. Разрезы, регистрируемые внутри депоцентра, состоят из разно- и грубозернистых песков с прослоями песчано-гравийных отложений и включением валунов, которые переходят вверх в песок мелко- и

тонкозернистый с гравием фации отмирания дельты. Эти грубо-обломочные разрезы по мере приближения к фронту дельты постепенно переходят в алевриты, тонкие пески удалённых от берега бассейновых фаций [Обстановки осадконакопления..., 1990]. Тонкозернистые отложения подводных участков дельты перекрыты покровом лимногляциальных глин, мощностью от 3 до 26 м. Кровля флювиогляциальных песков на внутريدельтовых участках размещается на 25 – 40 м выше поверхности лимногляциального бассейна, а разница в отметках между наиболее высоким положением дельтовых фаций и днищем Чашникской рытвины составляет 100 – 170 м (рис. 23).

Исходя из особенностей заполнения и палеорельефа, в поверхности березинского горизонта северной части Беларуси следует различать экзарационные троговые ложбины, ванны ледникового выдавливания, туннельные долины и смешанного типа (обычно ложбины ледниковой экзарации и размыва). По сравнению с наревскими палеоврезами, березинские ископаемые ложбины представлены более разнообразными типами и входят в состав краевых комплексов березинского оледенения, отчётливо выраженных в Видзовском и Полоцко-Чашникском гляциодепрессионных понижениях. В пределах краевого ледникового палеорельефа проявляется закономерное пространственное сочетание генетически разнородных ложбин. Вдоль осевых наиболее опущенных частей региональных понижений протянулись ложбины ледниковой экзарации. Ванны ледникового выдавливания расположены в районах березинских напорных морен, обрамляющих гляциодепрессионные понижения с юга. К участкам дна с пониженной топографией Чашникской троговой ложбины в непосредственной близости от внешней границы Полоцко-Чашникской гляциодепрессии находятся туннельные долины, благодаря которым дистальный участок ложбины имеет полигенетическую природу (см. рис. 19). Похожие соотношения, только палеоложбин других морфогенетических типов, были подмечены в регионе Белорусского Понёманья [63, 68] и объяснялись действием ледниковых лопастей и крупных выводных ледников.

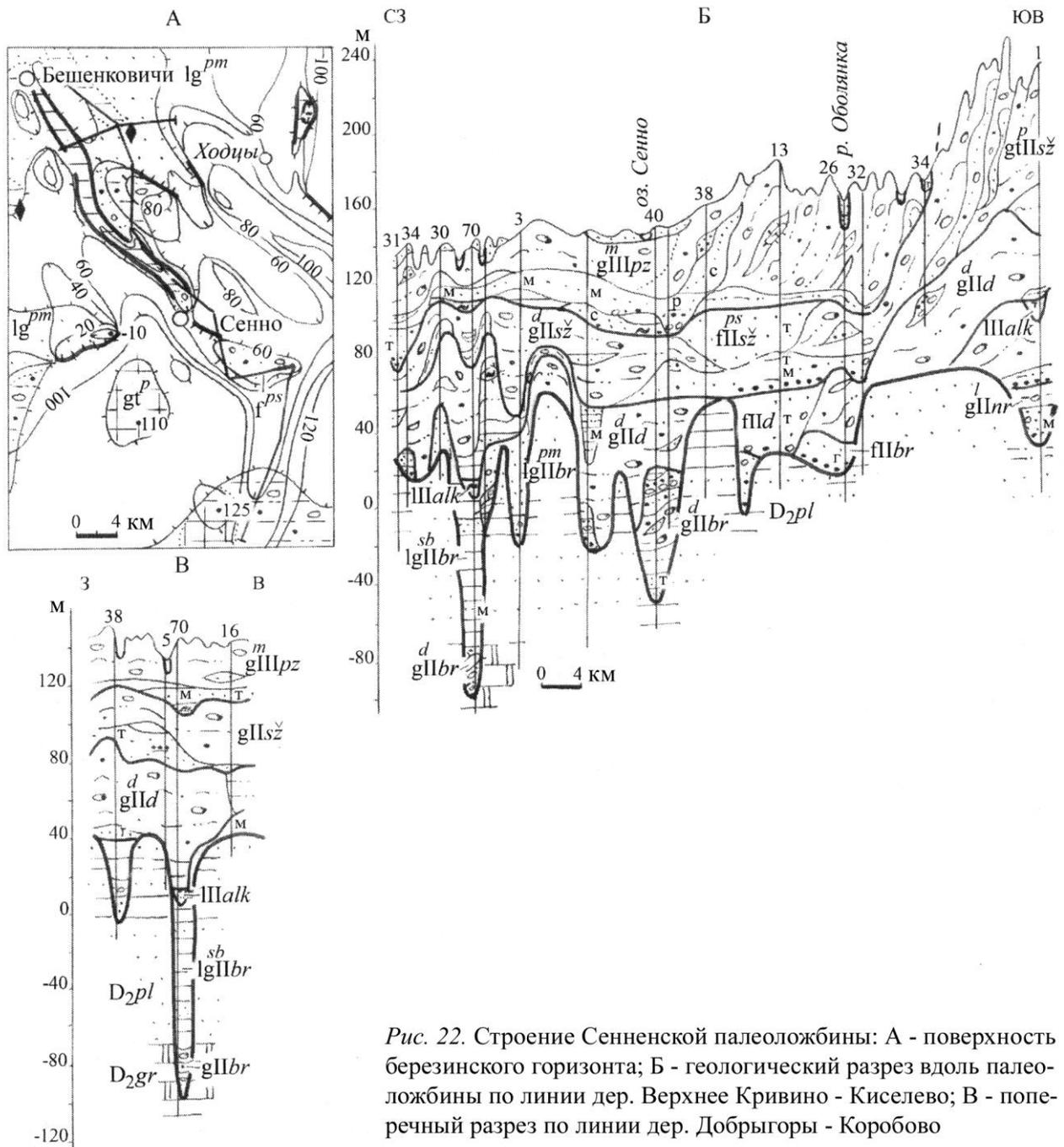


Рис. 22. Строение Сенненской палеоложбины: А - поверхность березинского горизонта; Б - геологический разрез вдоль палеоложбины по линии дер. Верхнее Кривино - Киселево; В - поперечный разрез по линии дер. Добрыгоры - Коробово

Рис. 23. Строение Чашникской рытвины с прогляциальной флювиогляци-альной дельтой на дистальном окончании. А – схема поверхности березинского горизонта, Б – геологический разрез рытвины и дельты субмеридионального прости-рания по линии дд. Смолянцы - Литвинка

К экзарационным относятся троговые ложбины, характерные для березинского рельефа центрального и северного районов Видзовской и Полоцко-Чашникской гляциодепрессий. Это относительно глубокие (до 60 м), не очень широкие (до 1.5 км) врезы, вытянутые на 14 – 30 км в юго – юго-восточном и субмеридиональном направлениях со спрямлёнными или слабо извилистыми очертаниями в плане. Их склоны ровные, иногда обрывистые, сложены березинской основной мореной и скальными девонскими породами. Дно ложбин неровное со многими порогами, местами осложняется аккумулятивными ледниковыми и водно-ледниковыми формами, по-видимому, моренными и камовыми холмами и западинами. В строении форм дна принимают участие основная морена с гляциодинамическими текстурами и отторженцами более древних четвертичных и девонских пород, а также слои супрагляциальных ленточных глин, супесей и песчаных отложений мощностью до 70 м. Особенно значительные их скопления отмечаются на отрезках ложбин, пересекающих наиболее пониженные территории гляциодепрессий.

Часто эти ложбины приурочены к древним врезам на поверхности наревских и дочетвертичных пород. Неглубокие древние врезы они пересекают с азимутальным несогласием (с ССЗ на ЮЮВ), а с глубокими палеоложбинами – совпадают на значительном протяжении. На сопряжённых участках березинские экзарационные ложбины более широкие (до 2.5 км), менее глубокие (6 – 48 м) и хуже выражены, чем наревские. В случаях, когда ископаемые ложбины сливаются или пересекаются, образуются ответвления. Примерами таких образований являются Глубокская, Полоцкая и Новополоцкая палеоложбины (см. рис. 20).

Ванны выдавливания локализуются преимущественно в южных районах гляциодепрессий и западной зоне Ошмянского разлома, где развит краевой ледниковый рельеф. Помимо линейно вытянутых ванн, здесь представлены также котловины. Формы выдавливания ориентированы как по движению ледника, так и по нормали к нему, шириной 0.5 – 3 км и глубиной до 35 м, обрамлены вдоль бортов или на некотором расстоянии от них дугообразными гирляндами напорных конечных морен высотой до 20 – 75 м. Типичные напорные морены на дистальном окончании имеют Ошмянская, Сольчицкая и Сенненская ложбины выдавливания. Дно переуглублений перекрывается песчаными отложениями зандрового типа, а на наиболее низких участках – шоколадными глинами (см. рис. 23).

Характерными для поверхности березинского горизонта являются рытвины. Они обнаружены в Чашникской троговой ложбине, которая протянулась строго с севера на юг вдоль осевой наиболее опущенной части Полоцко-Чашникского понижения более чем на 65 км до его внешней границы с погребённой Центрально-Белорусской равниной. Чашникская троговая ложбина включает ряд эрозионных переуглублений с отметками дна 0 – 33 м, шириной 1 – 3.5 км и глубиной до 30 м. Рытвины тяготеют к дну в пределах центрального (г.п. Чашники), южного (г. Лукомль) и северного (г.п. Улла) участков троговой ложбины. Самые глубокие рытвины врезаны в девонские песчаники на 63 – 120 м и представляют собой узкие (0.3 – 0.5 км), крутосклонные V – образные туннельные долины, заполненные мелкими и средними песками с гравием, галькой и валунами у подошвы и перекрытые сверху березинской основной мореной. Юго-

восточнее г.Лукомль туннельная долина заканчивается обширной предледниковой дельтой в березинской поверхности (см. рис. 23).

Небольшие фрагменты туннельных долин, построенных подобно вышеописанным, размещены также на дне Бешенковичской и Лепельской палеоложбин. Эти ископаемые ложбины можно считать полигенетическими формами. Березинская морена вне палеоложбин перекрыта тонким однородным песком, а на их дне, склонах и прилегающих к бортам низменных участках – озёрно-ледниковыми алевролитами и глинами фазы отступания березинского ледникового покрова. В осевой части палеоложбин толща озёрно-ледниковых отложений достигает 45-метровой мощности.

Таблица 2

Петрографический состав фракции 7 – 10 мм березинской морены Белорусского Поозерья и прилегающих районов, в % (по А. И. Гайгаласу [46] и И. Л. Гуминскому [72])

Скважина или разрез	Интервал опробования, м	Породы									
		Кристаллические	Кварц	Полевые шпаты	Песчаники	Доломиты	Нижнепалеозойские известняки	Другие известняки	Мергели	Алевролиты	Прочие
Восточный район											
Гралёво											
Проба 1	22.0	39.7	24.7		11.6					23.3	0.7
Проба 2	20.0	50.9	21.9		8.4					18.3	0.5
Руба	14.5	28.6	6.6		1.5	16.2		40.8		5.4	1.4
Западный район											
68, Вилькишкес	93.0 – 101.7	34.2	3.2	0.6	6.4	3.2	16.5	11.6	20.2		4.1
71, Акмянине	111.9 – 124.1	28.3	3.9		3.6	12.5	13.1	13.7	24.3		0.6
72, Граужишки	170.8 – 175.9	39.3	3.6	2.7	4.6	22.3	6.3	17.8			3.5
75, Пошкос	104.2 – 112.8	7.6	7.1	1.2	4.7	15.7	7.8	24.7			1.2
77, Гудакампай	86.2 – 103.1	37.7	3.6	1.2	8.3	19.0	10.7	17.5	0.4		1.6
79, Жемиславль	62.8 – 71.8	27.7	3.7	0.3	6.5	6.2	8.4	23.0	22.7		0.9
82,	103.6										

Юржишки	– 125.6	35.9	3.7	0.4	5.3	11.8	11.5	30.2	0.4		0.8
---------	------------	------	-----	-----	-----	------	------	------	-----	--	-----

Минералогический состав мелкопесчаной (0.25 – 0.1 мм) фракции бе-резинской морены отличается от наревской морены. Анализ морены в пределах Домжерицкой (скв. 3, 6, 7, 8 у дд. Костюки, Домжерицы, Бере-зино и г.п. Бегомль) и Толочинской палеоложбин (скв. 1 и 2 у дд. Кисе-лёво и Глинники), проведённый С. Д. Астаповой, показал, что среди тяжёлых минералов доминируют гранаты (среднее содержание до 20.8 %), амфиболы (до 18.8 %), ильменит (до 17.2 %) и эпидоты (до 10.2 %). На территории Браславской, Глубокской и Поставской погребённых ло-жбин в скв. 69, 6, 85, 9 у н. п. Шарковщина, Усяны, Глубокое и Констан-тиново по данным минералогов РУП «Белгеология» в морене, наряду с преобладанием названных минералов, в значительном количестве прису-тствуют лейкоксен (до 14.5 %), циркон (до 8.5 %) и биотит (до 5.1 %). На западе Белорусского Поозерья и юго-восточной Литве березинская море-на выделяется большим содержанием эпидота, отсутствием белого пири-та, повышенным количеством биотита и глауконита, присутствием цео-

литов [110]. Минералоги придерживаются позиции, что минералогический состав березинской морены несёт отпечаток сканди-навских пород северо-западной питающей провинции. В центральной части региона в минеральном составе морены обнаруживается также унаследованность девонских пород северной Беларуси, а на юго-западе – мезозойских образований Литвы.

Схожая картина наблюдается и в петрографическом составе фракции 7 -10 мм в скважинах и обнажениях (таблица 2). Морена на востоке об-ласти характеризуется высоким содержанием обломков девонских алев-ролитов, песчаника, доломита (в отдельных пробах) из дочетвертичного субстрата северной Беларуси и обломков кварца и кристаллических по-род основного и ультраосновного состава [72]. В моренных отложениях на территории Ошмянской и Сольчицкой палеоложбин и разделяющего их моренного массива – повышенное содержание облом-ков ме-зозойских мергеля, известняка и нижнепалеозойских доломитов и известняка, которые также связаны с приносом с территории северо-за-падной Литвы и дна Балтийского моря. Вместе с ними в сложении море-ны участвуют руководящие породы, принесённые из средней Швеции (даларнские порфиры, серые граниты Стокгольма, коричневые граниты Упсала), Аландских островов (рапакиви, граниты и порфиры) и дна Бал-тийского моря (порфиры, мандельштейны и иотнийские песчаники) [45, 46].

Александрийский межледниковый горизонт. Александрийские межле-дниковые отложения в пределах березинских погребённых ложбин срав-нительно немногочисленны (см. рис. 20). Здесь аккумуляции александри-йского межледниковья сложены преимущественно озёрными, озёрно-бо-лотными гиттиями, сапропелитом, торфом, супесями и речным песком, иногда с примесью органогенного материала. Среди них домини-руют озёрные и озёрно-болотные отложения, которые выполняют в виде линз мощностью 2 – 27 м озёрные котловины, приуроченные к понижен-ным участкам дна палеврезов. Отложения александрийских озёр обычно зале-гают на лимногляциальных глинах и суглинках, заполняющих палеовре-зы, иногда – на породах девона и морене.

Наиболее полно озёрные отложения александрийского межледнико-вья представлены в скв. 22 у д. Залесье и скв. 38 у д. Латыгово в Лепель-ской и Сенненской палеоложбинах (рис. 24). В разрезах александрийских образований по спорово-пыльцевым данным

прослеживаются следующие фазы развития растительности: alk2 – Picea – Pinus – Alnus, alk3 – Abies – Carpinus – Quercus, alk4 – Abies – Picea – Pinus, а в скв. 22 - и alk5 – Pinus – Betula с участием Picea (рис. 25).

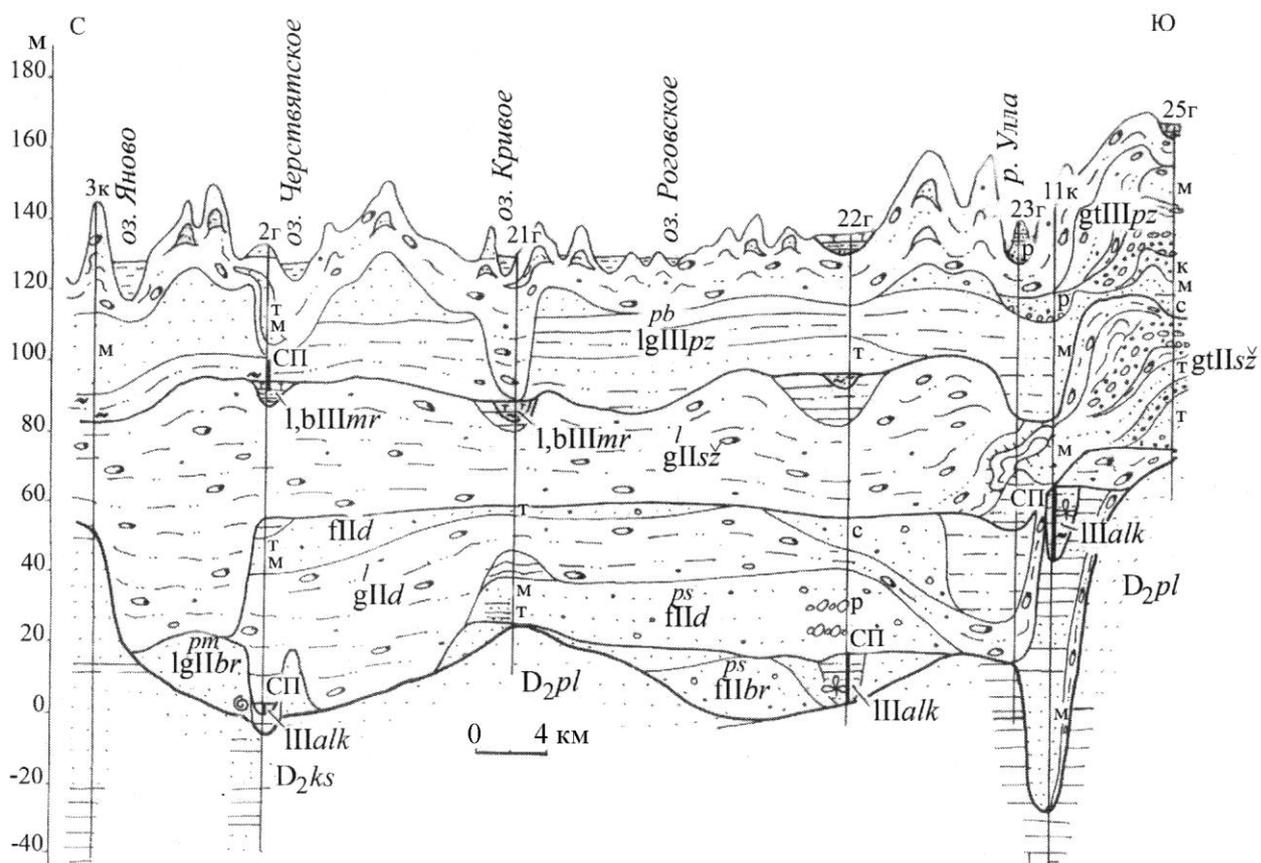


Рис. 24. Геологический разрез четвертичных отложений Ушачской и Лепельской палеоложбин по линии дд. Гомель - Адамовка

В ископаемых ложбинах выявлены также неполные разрезы александрийских озёрных и озёрно-болотных пород. В скв. 9к у д. Мосар и скв. 11к у д. Городец в Ушачской и Лепельской палеоложбинах устанавливаются гумусированные супеси и глинистые отложения, накапливавшиеся с начала александрийского межледниковья до

климатического оптимума включительно. В одинаковой стратиграфической позиции с надёжно датированными слоями александрийских межледниковых озёр нередко обнаруживаются слоистые, насыщенные остатками растений, суглинки, су-песи и пески «перигляциального» характера. Они вскрыты в Полоцкой, Сенненской, Брагавской палеоложбинах (скв. 58 у д. Подкастелец, скв. 29 у д. Ганковичи, скв. 6 у д. Усяны) на глубинах 125.5 – 151.0 м. Палинологические диаграммы из этих разрезов характеризуются господством пыльцы сосны и берёзы, малым содержанием пыльцы широколиственных пород, присутствием в них представителей флоры таёжных лесов и болот и др [176]. Условия залегания и перигляциальный облик слоёв позволяют отнести их к концу александрийского межледниковья (этапу развития сосново-берёзовых лесов с примесью ели) и припятскому раннеледниковью.

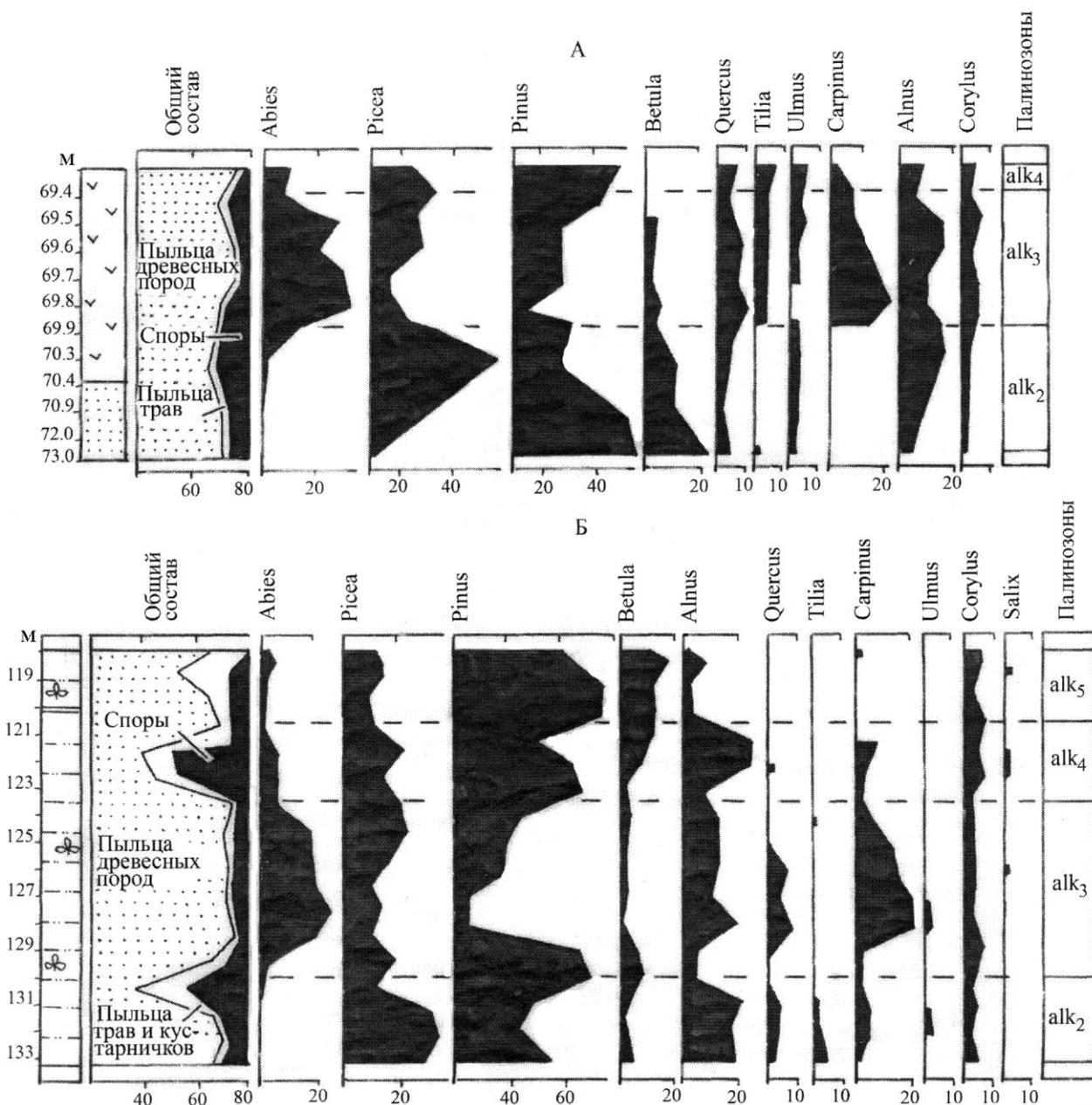


Рис. 25. Спорово-пыльцевые диаграммы александрийских межледниковых отложений по разрезам скв. 38 у д. Латыгово Сенненского района (А, анализы О. П. Леонович) и скв. 22 у д. Залесье Лепельского района (Б, анализы Л. А. Зак-ревной)

Озёрные и озёрно-болотные отложения александрийского времени выполняют также значительную часть западин краевых возвышений и равнин березинского рельефа вдоль южного края Видзовской, Полоцко-Чашникской и Суражской гляциодепрессий и разделяющих их выступов. Мощность отложений чаще всего 2 – 8 м, отметки подошвы колеблются от 98 до 136 м и возрастают к востоку. В пределах березинских ледниковых и прогляциальных образований северной Беларуси изучено более чем 25 разрезов александрийских отложений палеонтологическими методами [25, 27, 28, 23, 76, 164, 180, 190]. Достоверно установлены анализируемые залежи в древнеозёрных западинах на площади прогляциальной дельты Чашникской туннельной палеодолины, вскрытой скв.43а у д. Плиса Крупского района и в обнажениях у пос. Руба и д. Верховье Витебского района. Пыльцевая диаграмма из разреза диатомовых супесей и торфяников у д. Плиса, по мнению Я. К. Еловичевой, отражает полный макросукцессионный ряд в развитии палеофитоценозов и завершается фазой хвойных и хвойно-мелколиственных (сосна, дуб, пихта, берёза) лесов. В озёрно-болотных образованиях у пос. Руба и д. Верховье получена богатая (до 107 форм) флора оптимальных фаз александрийского межледниковья и начала припятского оледенения. По заключению Ф. Ю. Величкевича [23], рубская и гралёвская флоры содержат многочисленные остатки растений бразениевского комплекса в сочетании с *Abies alba*, *Larix cf. Deciduas* и других древесных пород и являются очень полными и выразительными смешанно-лесными флорами среди александрийских флор бассейна Западной Двины.

Аллювиальные отложения александрийского возраста выполняют фрагменты погребённых долин Пра-Дисны, Пра-Вилии, Пра-Березины и Пра-Днепра, унаследующие ледниковые палеоложбины и гляциодепрессии березинского рельефа. Мощность аллювия составляет обычно 2 – 10 м. Палеонтологически охарактеризованы лишь русловые и озёрно-аллювиальные пачки из песков, алевритов и суглинков с растительными остатками в скважинах у дд. Козяны Браславского района (на глубинах 66.1 – 68.5 м), Жодишки (51.2 – 68.4 м), Рудня (52.0 – 63.4 м) Сморгонского района, Нарочь (77.5 – 86.0 м), Клоньши (67.5 – 71.5 м), Некрашуны (86.0 – 86.8 м) Островецкого района, Березино (38.0 – 83.0 м) Докшицкого района и др. (см. рис. 20). Спорово-пыльцевые и карпологические данные в этих местах имеют диагностические признаки, указывающие на происхождение аллювиальных и озёрно-аллювиальных толщ во время перестройки природно-ландшафтной обстановки в направлении перигляциальной [22, 205]. На территории Полоцко-Чашникской гляциодепрессии и окружающих равнин речные долины и ледниковые палеоврезы с проточными озёрами открыты в основном к палеодолинам Пра-Березины Пра-Днепра. В отличие от них, в Видзовской гляциодепрессии и полосе, прилегающей к ней с юга, палеоврезы примыкают к главным палеодолинам Пра-Дисны и Пра-Вилии, которые вытянуты субширотно по направлению к Балтийскому морю. Изменение ориентировки палеодолин в направлении к западу и северо-западу в известной мере обусловлено тем, что территория их распространения заметно опустилась – приобрела региональный уклон к северо-западу [137].

Припятский ледниковый горизонт в пределах палеоложбин развит повсеместно над березинскими гляциальными и александрийскими межледниковыми отложениями. Он составляет от половины до двух третей объёма (мощности) четвертичных образований и придаёт древним ложбинам новые структурно-морфологические черты. В припятском

гори-зонте выделяются два основных подгоризонта стадиального ранга: днеп-ровский и сожский.

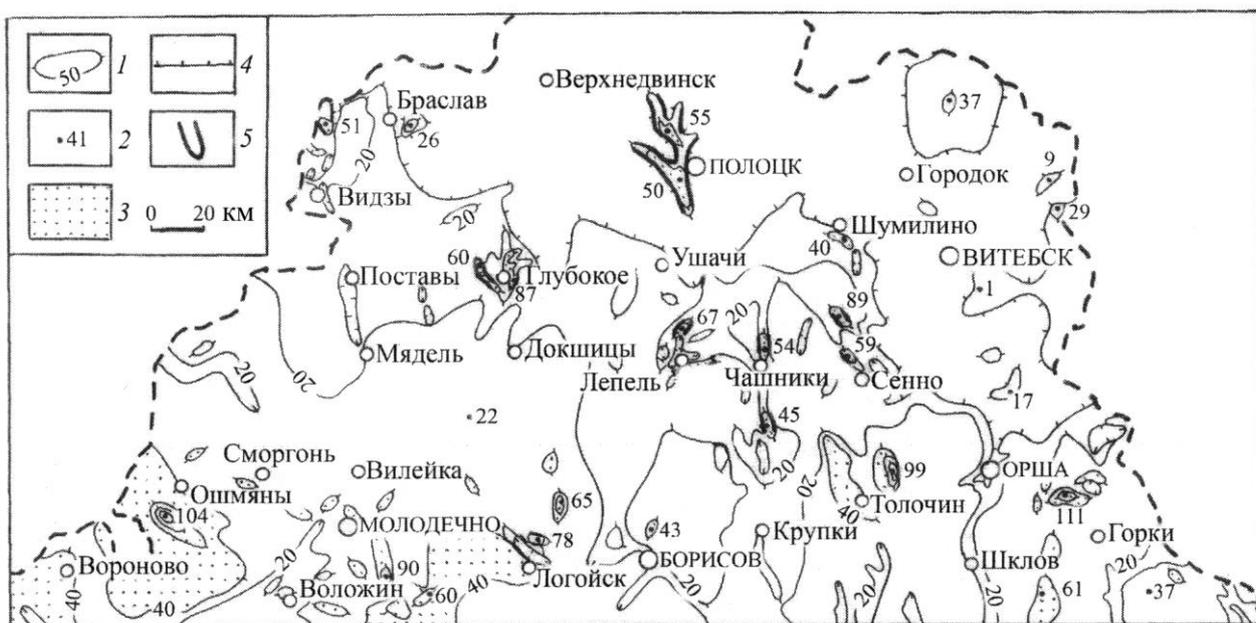


Рис. 26. Мощность днепровских отложений: 1 – изопахиты, 2 – значения мощности, 3 – участки с мощностью более 40 м, 4 – граница распространения отложений, 5 – отрезки сближенного расположения изопахит

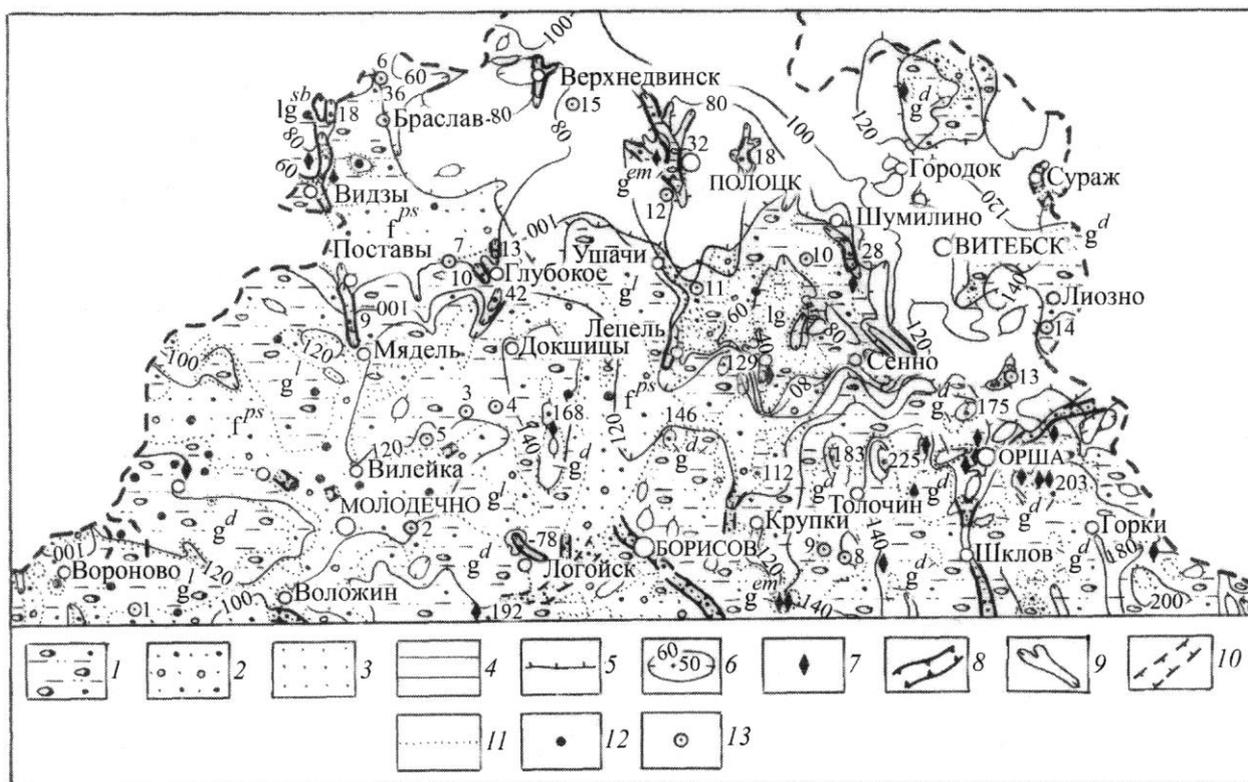


Рис. 27. Поверхность отложений днепровского подгоризонта: 1- основные мо-рены; 2 – флювиогляциальные отложения; 3 – лимногляциальные пески; 4 – ленточ-ные глины; 5 – границы распространения отложений; 6 – абсолютные отметки и изо-гипсы рельефа; 7 – ледниковые отторженцы; 8 – фрагменты речных долин; 9 – ледни-ковые ложбины; 10 – ложбины стока талых ледниковых вод; 11 – границы площадей распространения отложений различного генезиса и литологического состава; 12 – скважины, в которых изучался вещественный состав морены; 13- скважины, вскрыв-шие днепровско-сожские межстадиальные отложения: 1 – Гераноны, 2 – Раевка, 3 – Невиняны, 4 – Солоное, 5 – Сервечь, 6 – Кривосельцы, 7 – Щетки, 8 – Павловичи, 9 – Круча, 10 – Старина, 11 – Мосар, 12 – Заскорки, 13 – Ромальдово, 14 - Янковцы, 15 – Стайки

Днепровский стадийный подгоризонт участвует в заполнении большин-ства палеоложбин и отсутствует лишь в переуглублениях сожского возраста и северной части Белорусского Поозерья. В среднем мощность днепровских отложений составляет 20 – 40 м. Увеличение их до самых больших значений (55 – 90 м) наблюдается в углублениях днища и на южных окончаниях палеоложбин. Сравнительно небольшие мощности (менее 20 м) приурочены к приложбинным участкам гляциодепрессий (рис. 25). Днепровские отложения благодаря большой мощности почти до краёв заполняют березинские ископаемые ложбины. В поверхности днепровского подгоризонта древние палеоложбины менее глубокие и морфологически слабо выражены.

Нижнюю часть днепровской толщи образуют в основном ленточные алевриты, глины и водно-ледниковые пески мощностью 3 – 67 м. Эти прогляциальные аккумуляции покрыты основной мореной. Отмечаются также случаи, когда днепровская морена лежит на более древних четвер-тичных и девонских породах (см. рис. 15). В пределах

палеоложбин она имеет ведущее значение в строении днепровского подгоризонта и представлена бурыми и серо-бурыми грубыми супесями и суглинками с

включением гравия, гальки и валунов. Днепровскую морену формируют в основном деформированные и выдержанные монолитные пачки. Деформированные морены размещаются или в самих палеоложбинах над выступами дна и бортами, либо возле переуглублений на некотором удалении от них. Чаще встречаются нарушения внутри палеоложбин на выступах дна и бортах, в особенности на дистальных окончаниях со встречным уклоном. На таких участках в Видзовской, Браславской Полоцкой, Новополоцкой, Чашникской, Бешенковичской, Сенненской и Шумилинской палеоложбинах в основной морене развиты чешуйчато-надвиговые и складчато-чешуйчатые блоки из валунных супесей, суглинков и подстилающих лимногляциальных и флювиогляциальных отложений. Основная морена чешуйчатой и складчато-чешуйчатой фаций достигает существенной мощности (25 – 52 м). С участками распространения деформированной морены у д. Почтари Полоцкого района, д. Орешанка Чашникского района связаны отторженцы девонских глин, песчаника и четвертичных образований.

Реже основные морены чешуйчатой и складчато-чешуйчатых фаций размещаются за пределами палеоложбин непосредственно у бортов или на некотором от них расстоянии. Такую форму залегания динамические фации имеют возле самых глубоких днепровских ископаемых ложбин. В Видзовской, Глубокской, Чашникской, Шумилинской палеоложбинах зоны чешуйчатых и складчатых морен, локальные и небольшие по площади, выстроены вдоль боковых бортов. У Лепельской, Сенненской по-гребённых ложбин они часто насажены на дистальные окончания (рис. 27). Названные соотношения отмечались Э. А. Левковым [134] на Кремененской дислокации в Брестской области и рассматривались им как примечательная черта ложбин ледникового выдавливания. В этих гляцио-отектонических зонах в сочетании с моренными скибами довольно часты крупные отторженцы коренных пород. По наблюдениям Ю. А. Лаврушина [133] к отложениям рассматриваемых фаций бывают приурочены гляциодиапиры и гляциодайки.

Выдержанные пачки основной морены развиты более широко и тяготеют к пологим понижениям и повышениям дна палеоложбин. Площадное распространение монолитные морены приобретают на выровненных и повышенных участках березинского и субчетвертичного рельефа в пределах региональных гляциодепрессий. Они сложены маломощными (до 25 м) покровами плитчатых, полосчатых основных морен, часто с прослоями и линзами подморенных песчаных и алеврито-глинистых аккумуляций. Изредко в покрове монолитной морены встречаются отторженцы, сложенные местными более древними плейстоценовыми и девонскими породами. Обычно отторженцами наполнена морена, залегающая на южном продолжении палеоложбин, в пределах первых километров от них (глыбы девонских пестроцветных глин в скв. 31 уд. Будилово Бешенковичского района).

При анализе минералогических данных из 21 скважины установлено более или менее ясно выраженная унаследованность состава днепровской морены палеоложбин от местных девонских пород и палеозойских образований, залегающих в более отдалённых северных областях Российской Федерации и Прибалтики. В мелкопесчаной фракции морены на фоне высокого содержания скандинавских минералов (амфиболы – до 27.7 %, эпидоты – до 6.3 %, биотит, пироксены) присутствуют минералы из девонских отложений: ильменит (20.6 %), гранаты (15.0 %), циркон (4.2 %), доломит (2.8 %), пирит

(2.1 %), фосфаты (2.2 %). В меньшем количестве содержится сидерита (0.5 %), биотита (1.4 %), отсутствуют цеолиты и глауконит.

В гравийной фракции морены, изученной в Чашникской палеоложби-не и на территории юго-западного Поозерья и Литвы [46], также преобладают обломки девонских доломитов, известняков, песчанников из северных областей питания (Таблица 3). Содержание кристаллических пород, полевых шпатов, девонских доломитов, известняков повышено, а известняков нижнего палеозоя и мергелей понижено, по сравнению с березинской мореной. В днепровской морене обильно встречаются руко-водящие гальки и валуны восточной части Фенноскандинавской питающей провинции, которые обнаруживают некоторые отличия на западном и центральном районах исследуемого региона. В центральном Поозерье и южнее, на Центральноберезинской равнине, в ней содержатся валуны юго-восточной Финляндии и северо-западных районов России [10].

В юго-западном районе, на границе с Литвой, днепровской морене свойственны в основном гальки и валуны южнофинляндских пород и дна Финского залива [45, 49]. Литологические особенности днепровской морены на территории северной Беларуси хорошо согласуются со структурой днепровских краевых образований в более южных областях Беларуси и Украины [9, 113, 155, 159]. Петрографические и геоморфологические данные говорят о трёх потоках днепровского оледенения, в которых формировалась морена и у которых движение в общем было направлено с севера от выходов отмеченных коренных пород на территории Балтийского щита на юг.

В пределах палеоложбин, приуроченных к пониженным районам Видзовской и Полоцко-Чашникской гляциодепрессий, на поверхности днепровской морены залегают утончающиеся кверху пески, которые переходят

Таблица 3

Петрографический состав фракции 7 – 10 мм днепровской морены в % (по А. И. Гайгаласу [46] и И. Л. Гуминскому [72])

Скважина или разрез	Интервал опробования, м	Породы									
		Кристаллические	Кварц	Полевые шпаты	Песчаники	Доломиты	Нижнепалеозойские известняки	Другие известняки	Мергели	Алевриты	Прочие
Центральный район											
11, Вежевка	100.0 - 105.0	24.3	2.2		4.4	19.9		45.3		0.9	3.0
16, Долосцы	95.0 – 102.0	26.4	1.4		3.3	29.4		36.2		0.5	2.8
Западный участок											

65, Мали	31.8 – 83.2	37.2	4.5	0.3	6.1	19.2	7.4	17.0.	7.7		0.6
69, Рудишки	107.9 – 129.8	39.5	2.7	2.9	5.1	16.1	6.1	27.2	0.4		
72, Граужишки	83.4 - 93.6	37.5	7.2	4.5	7.1	10.7	9.8	23.2			
72, Граужишки	99.6 – 107.8	27.7	5.1	0.9	5.1	12.9	13.8	15.7	4.6		14.2
75, Пошкос	64.0 – 80.2	45.8	1.7	1.7	2.5	16.7	1.7	24.1			5.8
75, Пошкос	104.2 – 112.8	37.6	7.1	1.2	4.7	15.7	7.8	24.7			1.2
79, Жемиславль	41.2 – 53.8	42.3	3.8	1.8	5.7	15.2	9.5	16.1			5.6
80, Рачкуны	57.2 – 72.5	34.8	3.8	0.6	5.4	22.3	13.6	16.9	0.5		2.1
81, Дайнава	71.2 – 73.8	37.0	2.2	5.4	4.3	19.6	7.6	23.9			
82, Юратишки	48.3 – 57.0	34.1	1.9	3.1	4.3	21.7	2.7	31.8			0.4

дят в озёрно-ледниковые алевриты и глины фазы отступления ледниково-го покрова. Их мощность существенно (до 48 м) возрастает в углублениях дна и заметно убывает на поднятых его участках и склонах палеоврезов. Иногда озёрно-ледниковые глины распространяются и на приложбинные полосы гляциодепрессий, где замещаются мелководными и прибрежными алеврито-песчаными фациями.

Палеоврезы, выраженные в поверхности днепровского подгоризонта, можно отнести к двум основным типам: первый – ложбины ледниковой экзарации и второй – ложбины ледниковой экзарации и выдавливая.

Ложбины ледниковой экзарации протянулись от северной части Видзовской и Полоцко-Чашникской гляциодепрессий на юг вдоль их центральной зоны. К ним относятся основные палеоврезы днепровского возраста (см. рис. 25). В плане они спрямлены или слабо изгибаются. Их длина составляет 7 – 44 км. Морфологически выделяются неглубокие широкие и глубокие узкие палеоложбины. Первая разновидность – это крупные экзарационные ложбины, унаследующие березинские отрицательные формы. Эти понижения в днепровском рельефе обычно выражены слабо: их глубина едва достигает 20 – 25 м, ширина – 1.8 – 2.5 км, склоны пологие и расплывчатые. Такие палеоврезы наиболее многочисленны среди днепровских переуглублений. Вторая разновидность – узкие (0.5 – 1 км) троговые ложбины до 50 – 94 м глубины. Палеоложбины прорезают древние четвертичные отложения, а местами заглубляются в девонские песчано-глинистые породы. Большинство таких врезов регистрируется в погребённом рельефе северной части Видзовской и Полоцко-Чашникской гляциодепрессий. Как правило, глубокие троговые ложбины открываются в широкие выположенные унаследованные переуглубления, надстраивая их к северу.

Подобные соотношения характерны для Полоцкой, Бешенковичской и Шумилинской палеоложбин. Некоторые из отмеченных форм (Карпиничская и др.) локализируются обособленно и имеют меньшие параметры.

В ложбинах ледниковой экзарации дно занято ровными или наклонёнными к центру площадками, сложенными массивной мореной. На их бо-ртах и в осевой части над выступами более древних пород прослеживаются отдельные положительные формы, напоминающие моренные хол-мы. Они состоят из деформированной морены и водно-ледниковых от-ложений и нередко включают отторженцы дочетвертичных пород.

Ложбины ледниковой экзарации и выдавливания характерны для юж-ной части Видзовской и Полоцко-Чашникской гляциодепрессий. Особен-но часто ванны выдавливания размещаются на дистальных окончаниях Глубокской, Лепельской, Чашникской, Сенненской троговых ложбин. Также эти формы локально расположены вдоль других ложбин, череду-ясь в плане с повышенными формами дна. В палеорельефе ложбины лед-никовой экзарации и выдавливания имеют корытообразное поперечное сечение (0.8 – 1.5 км) и ванны выдавливания на днище с обрамляющими их с боков прямолинейными складчато-чешуйчатыми моренами и инъек-тивными вздутиями из податливого материала. Ванны выдавливания на-правлены как продольно, так и поперечно по отношению к движению ледника, шириной всего 0.3 – 0.5 км и глубиной до 20 м. Размеры напор-ных моренных и инъективных форм сопоставимы с параметрами ванн выдавливания и гораздо меньше троговых палеоложбин.

Днища и борта днепровских ложбин выстланы на пониженных участ-ках гляциодепрессий ленточными глинами, супесями и песками. Облека-ющий пласт озёрно-ледниковых аккумуляций предопределил слабое обо-сoblение палеоложбин в погребённом рельефе днепровского подгори-зонта.

Днепровско-сожский интерстадиальный подгоризонт распространён ограниченно и его роль в заполнении погребённых ложбин весьма незна-чительная. Здесь он представлен перигляциальными – аллювиальными, озёрно-аллювиальными и озёрно-делювиальными образованиями.

Днепровско-сожские аккумуляции залегают на абсолютных отметках от 57 до 83 м на днепровской морене и лимногляциальных глинах и пес-ках и имеют мощность обычно 2 – 8 м. Аллювиальные и озёрно-аллюви-альные образования выполняют сохранившиеся в палеоложбинах фраг-менты долин Пра-Западной Двины, Пра-Дисны, Пра-Вилии и их прито-ков и вскрыты в ряде скважин (89 у д. Кривосельцы, 8 у д. Стайки, 2 у д. Заскорки, 12 у д. Старина, 31 у д. Сервечь и др.). В строении этих аккумуляций принимают участие тёмно-серые слоистые тонкие пески и алев-риты, гумусированные, с включением растительного детрита. Озёрно-де-лювиальные перигляциальные отложения выполняют мелкие озёрные котловины в ложбинах и водораздельных участках днепровской поверх-ности. Они вскрыты в скв. 12 у д. Щетки Глубокского района, скв. 3 у д. Солоное Докшицкого района, скв. 7 у д. Невиняны Вилейского района и др. Озёрно-делювиальный (солифлюкционный) материал представлен алевритами с линзами и волнистыми прослойками глин, супесей и с гра-вием. Аллювиальные и озёрно-делювиальные алевриты и пески по всему разрезу содержат, по данным Л. И. Алексеевой, Е. И. Ширины [86] и Н. А. Махнач [163], пыльцу бере-зы, сосны, ели и ольхи из древесных, семейства полыней, рогозовых, сложноцветных в составе трав и в значительном количестве (до 63 %) спор высших споровых растений и в незначительном пылцу широко-лиственных пород и орешника (до 2 %) (рис. 28).

Сожский стадильный подгоризонт повсеместно развит в палеоложбинах Видзовской и Полоцко-Чашникской гляциодепрессий. К северу и востоку от них, в пределах погребённого Восточно-Белорусского плато, сожская толща становится дырявой и выклинивается над его выступами. В среднем мощность сожских ледниковых отложений составляет 35 – 60 м. Самые большие мощности (60 – 185 м) приурочены к сожским рывти-нам в Видзовской, Верхнедвинской, Поставской, Глубокской, Полоцкой и Лепельской палеоложбинах (рис. 29). Из рисунка видно, что подгоризонт сожских отложений – основной в заполняющем комплексе припятских палеоложбин.

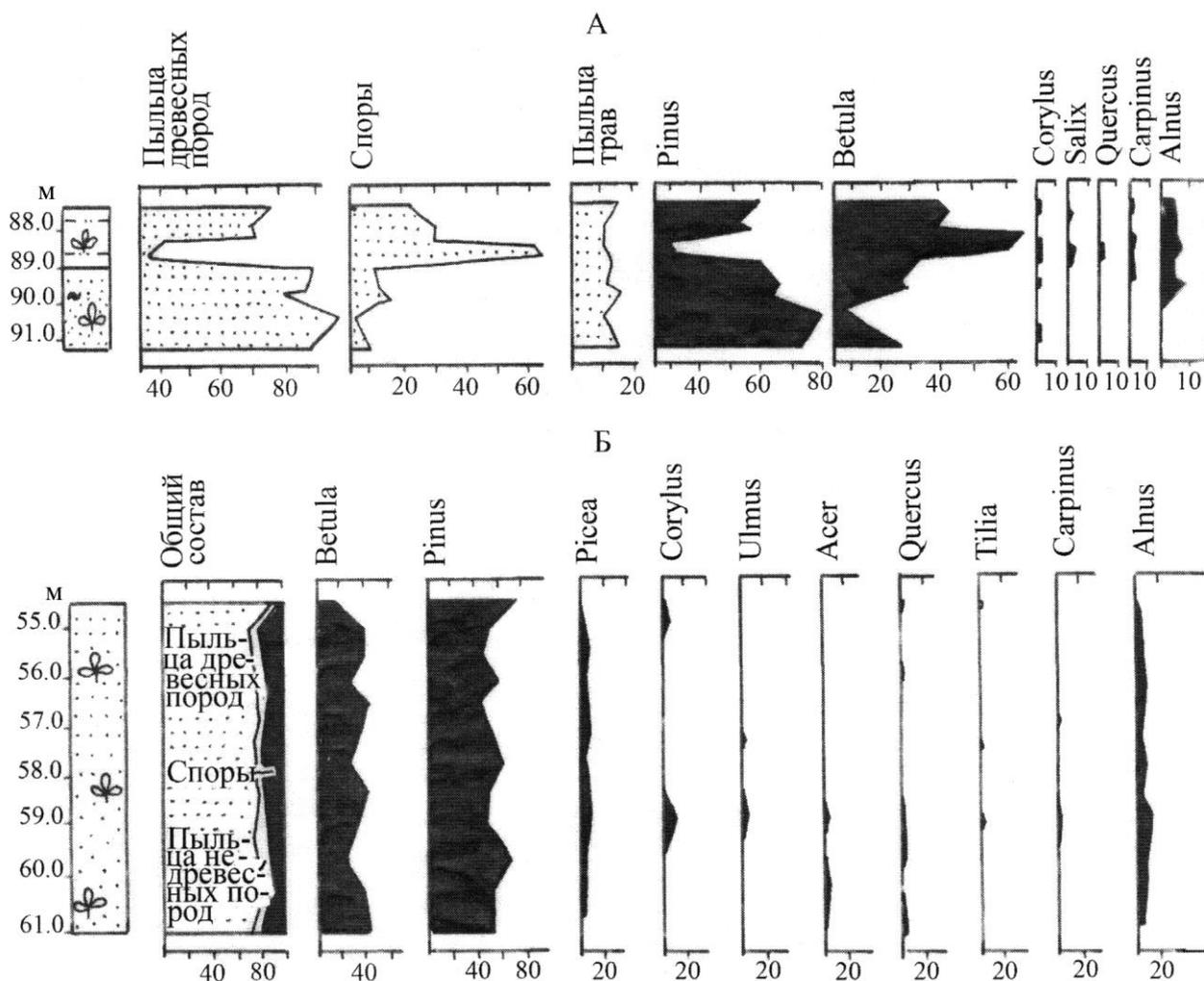


Рис. 28. Спорово-пыльцевые диаграммы днепровско-сожских межстадиальных отложений по разрезу скв. 12 у д. Старина Шумилинского района (А, анализы Е. И. Ширины) и скв. 49 у д. Кривосельцы Браславского района (Б) [86]

Разрез сожского подгоризонта начинается в большинстве скважин параллельно слоистым алевритом и глиной или алевритом и тонким песком мощностью до 15 м. Эти лимногляциальные отложения переходят кверху в горизонтально слоистые, преимущественно мелко- и разнотоннозернистые зандровые пески с редкими грубопесчаными слоями. Мощность песчаной толщи составляет 5 – 12 м. Прогляциальным аккумуляциями заканчивается верхняя часть заполнения древних врезов, которые едва

обособляются на фоне понижений погребённой поверхности днепровского подгоризонта.

Зандровые отложения вмещают погребённые подледниковые рытвины сожского возраста. Подморенные рытвины вскрываются многочисленными скважинами как на территории более древних палеоложбин, так и в виде отдельных Воропаевской, Верхнедвинской и других туннельных долин и каналов. Самые крупные туннельные долины и каналы достигают глубины 110 – 160 м, прорезают сожские прогляциальные и более древние четвертичные отложения и местами заглубляются до девонских алевритово-аргиллитовых пород и ордовикских известняков и доломитов. Они отделены от вмещающих образований резким эрозионным контактом. Днище таких ложбин выстлано грубозернистым с гравийно-галечными прослоями и включениями валунов водно-ледниковым песком. В направлении поверхности флювиогляциальные пески становятся разнозернистыми и мелкозернистыми, в них чаще содержатся тонкие песчано-гравийные и алевритовые прослойки. Мощность отложений, заполняющих туннельные долины и каналы, увеличивается от бортов к центру от нескольких до 101 м (см. рис. 8, 32).

Сожская морена 5 – 149-метровой мощности сложена красно-бурыми грубыми супесями, реже суглинками. В пределах палеоложбин её подошва залегает на 10 – 53 м ниже, чем на бортах. Часто морена заглубляется в днепровские и березинские отложения, а иногда – в породы девона на 41 – 51 м. Палеоврезы, днище у которых выстлано сожской мореной, встречены на северном и южном склонах Полоцко-Чашникского и Видзовского понижений.

Среди сожских собственно ледниковых отложений наиболее широко распространены в палеоложинах основная морена и краевые морены напора. Основная морена присутствует в разрезах всех переуглублений. Морена преимущественно массивная, с плитчатой и полосчатой текстурой вдоль осевой части. Здесь нередко морена обогащена валунами, мелкими и крупными обломками верхнедевонских глин и песчаников (см. рис. 14). У основания морены часто наблюдаются слои тонких песков, шоколадных глин и алевритов. Прослойки материала ложа исчезают к середине моренной толщи.



Рис. 29. Распределение мощностей сожских отложений: 1 – изопахиты, 2 – значения мощности, 3 – участки с мощностью более 40м, 4 – граница выклинивания отложений, 5 – линии сближенного расположения изопахит

Краевые морены напора слагают валунные супеси, суглинки, водно-ледниковые и другие отложения, отличающиеся скибовой структурой. Наиболее сложные в несколько этажей чешуйчато-надвиговые пакеты насажены на дистальные окончания палеоврезов, сформировавшихся у края ледниковых языков. Такие гляциодислокации отмечаются у Ошмянской, Лепельской, Селявской, Сенненской палеоложбин и др. (см. рис. 22), а также на южных склонах Обольской и Богусhevской палеоложбин в восточном районе. Складчато-чешуйчатые нагромождения меньшего масштаба обрамляют и даже пересекают Глубокскую, Видзовскую и Браславскую погребённые ложбины.

Для минерального состава сожской морены, по данным С. Д. Астаповой и минералогов РУП «Белгеология» (28 анализов из 24 скважин), характерно преобладание «скандинавских» минералов (роговой обманки, пироксенов, биотита) – 95 % в лёгкой и 26 % в тяжёлой фракциях и «транзитных» минералов (граната, ильменита, эпидота и других) – 61 % в тяжёлой фракции по сравнению с более древними. Количество «местных» лёгких и тяжёлых минералов (доломита, фосфата, пирита, сидерита, глауконита) в пробах только 3-12 %. Среди ведущей минеральной ассоциации доминируют амфиболы, ильменит, гранаты и эпидоты. В петрогра-

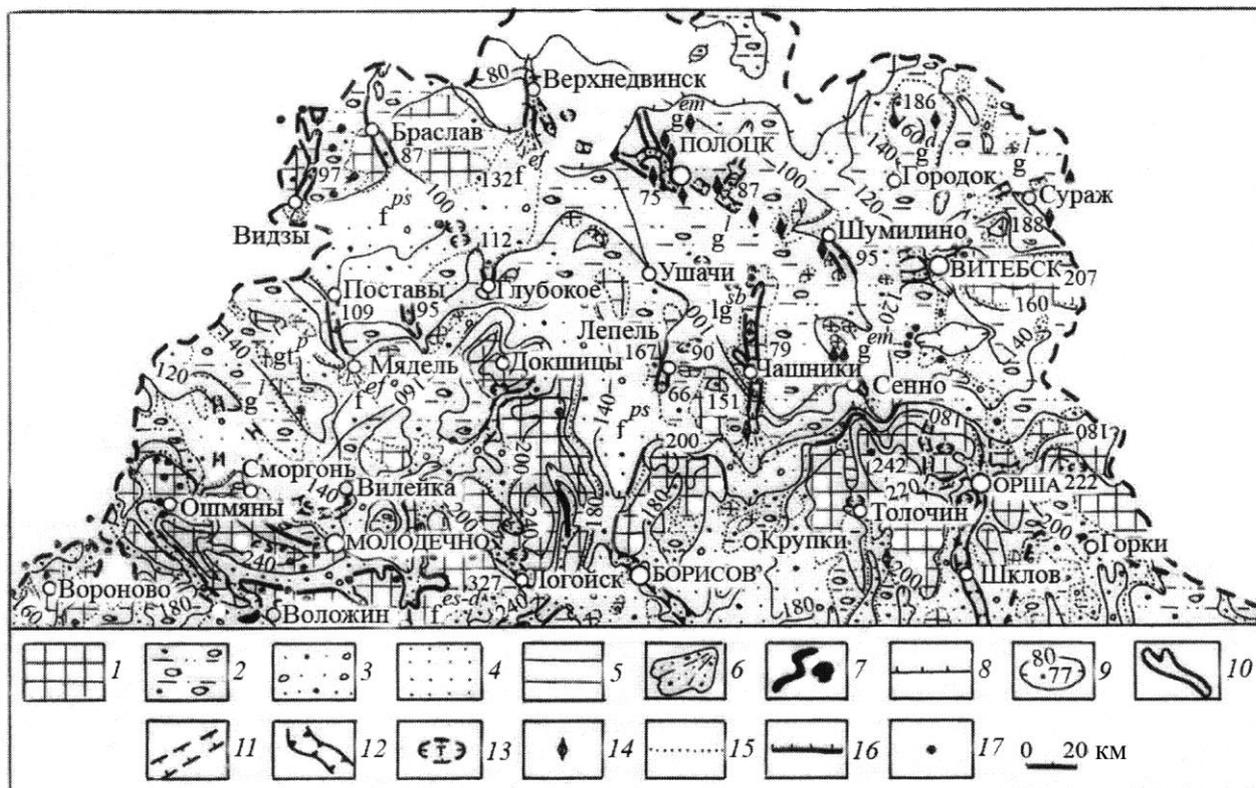


Рис. 30. Поверхность сожских отложений: 1 – конечные морены, 2 – основная морена, 3 – пески с гравием и галькой, 4 – пески тонкозернистые, 5 – шоколадные глины, 6 – флювиогляциальные конусы выноса, 7 – озы и камы, 8 – границы распространения отложений, 9 – изогипсы и абсолютные отметки, 10 – ледниковые ложбины, 11 – долины стока талых ледниковых вод, 12 – фрагменты речных долин, 13 – гляциокарстовые котловины и западины, 14 – отторженцы дочетвертичных пород, 15 – границы распространения отложений различного генезиса и литологического состава, 16 – максимальная граница сожского ледникового покрова, 17 – горные выработки, в которых анализировался минералогический и петрографический состав морены

фическом составе грубообломочного материала также заметно доминируют обломки из Фенноскандинавской и транзитных питающих провинций (таблица 4).

Сожская морена в Белорусском Поозерье несколько отличается по минералогическому и петрографическому составу в пределах восточного, центрального и западного его районов. Для морены центрального и восточного районов Поозерья свойственно увеличенное количество амфиболов (до 27.6 %), гранатов (24.5 %), уменьшенное –

эпидотов (7.1 %), фосфата (1.7 %) в минеральном составе, а также много обломков доломита (28.5 %) в петрографическом составе.

В морене соседних районов Оршанской возвышенности и Центрально-Березинской равнины содержатся руководящие валуны Карело-Финской питающей провинции, среди которых существенное место принадлежит выборгским рапакиви, питерлитам, гогландским кварцевым порфирам и плагиоклазовым порфирам, кварцевым порфирам и гранит-порфирам из Мянтухарью, хельсинкитам, уралитовым порфирам, карельским пегма-титам [10, 50]. Морена же западного района содержит чуть больше циркона (4.1 %), сидерита (2.5 %), пирита (3.7 %), эпидота (9.2 %), а также обломков песчаника (4.8 %), известняка (37.8 %) и пород Шведско-Балтийского региона сноса (Аландские крас-но-бурые порфиридные граниты, гранит-рапакиви, северо- и среднеш-ведские ально- и родопорфиры, даларнские порфиры, балтийские бурые и красные кварцевые порфиры.

Надморенные водно-ледниковые отложения в палеоложбинах представлены флювиогляциальными и лимногляциальными аккумуляциями. Флювиогляциальные покровы залегают с внешней стороны туннельных долин и в понижениях поверхности сожской морены. Наибольшие по мощности (до 28 м) и площади развития отложения приурочены к устьям туннельных долин Поставской, Воропаевской, Видзовской, Верхнедвинской, Лепельской и Чашникской ложбин, где они слагают флювиогляциальные погребённые дельты и площадные зандры. Дельтовые конусы слоистого песчано-гравийного материала с галькой и валунами в дистальном направлении замещаются зандровыми разно- и мелкозернистыми песками. Лимногляциальные отложения характерны для Чашникской и Карпиничской палеоложбин и близлежащих наклонных участков, замкнутых со всех сторон моренной равниной.

Исходя из особенностей заполнения, среди сожских врезов, наиболее распространены ложбины ледниковой экзарации, ванны выдавливания, рывтины водно-ледникового размыва и полигенетической природы. Они не только врезаются в древние ископаемые ложбины, но также локализируются нередко обособленно. Большинство переуглублений приурочено к районам погребённых конечноморенных гряд и массивов с абсолютными отметками 120 – 180 м, которые группируются в дугообразные полосы, повернутые выпуклостями на юг. Одна из таких полос развита на дистальных склонах Видзовской, Полоцко-Чашникской и Суражской гляциодепрессий и отвечает более ранней (мядельской) фазе сокращения сожского ледника [21, 113]. Второй довольно чётко выраженный в погребённом рельефе комплекс сформирован ледниковой лопастью над выступами коренных пород в более позднюю (миорскую) фазу и образует ядра современной

Таблица 4

**Петрографический состав гравийно-галечных фракций сожской морены
[72, 116]**

Скважина, разрез	Глубина опробования, м	Породы										
		Граниты		Кварц	Полевые шпаты	Сланцы, гнейсы	Песчаники и кварциты	Доломиты	Известняки	Мергели	Алевриты, аргиллиты	Кремни и прочие
		розовые	серые									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Восточный (луческий) литорайон												
27, Ярошки	24.0 – 26.0	19.9	14.5	1.2		1.4	1.9	35.5	25.7			
29, Массоры	14.5 – 15.5	32.2	11.8	5.7		0.6	4.0	21.4	24.2			
29, Массоры	25.0 – 28.0	17.6	5.6	2.0		1.1	2.4	33.6	37.5			
28, Мошканы	25.0 – 27.0	23.6	10.3	2.4		1.4	1.4	29.0	31.9			
37, Новязки	20.0 – 23.0	18.7	3.6	1.8		2.0	1.3	40.0	31.1			1.5
40, Ореховск	22.0 – 23.0	31.8	13.3	3.6		1.8	5.6	18.7	25.2			
41, Лучеса	23.0	22.8	7.7	1.8		0.9	3.6	35.6	27.7			
42, Осиново	36.5	13.3	9.8	1.9		3.6	1.2	42.8	27.6			
Гралёво	14.5	16.0	18.2	3.4			1.4	16.0	41.6		0.2	
Руба	6.5	17.8	17.0	9.7			1.4	12.7	38.0		2.0	
Руба	8.0	18.8	19.5	10.5			1.2	7.2	40.8		2.0	
Центральный (чашникский) литорайон												
11, Вежевка	80.0 – 85.0	12.5	12.6	1.5		3.4	2.7	31.4	35.5			
15, Селец	63.0 – 67.0	11.5	13.6	2.8		2.2	5.2	29.4	35.3			
17, Слобода	60.0 – 64.0	15.2	13.0	1.9		2.1	1.0	24.4	42.1			0.4

Западный (вилейский) литорайон												
Гудогай	8.0	25.4	2.3	2.3		1.2	5.2	27.7	30.1		1.2	4.6

Окончание табл. 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Гудогай	1.5	24.8	5.4	1.9		1.9	6.1	15.8	26.9		1.9	5.3
Суходолы	1.0	18.2	6.5	5.2		1.3	3.9	25.0	39.9			
Ошмяны	7.8	25.4	9.7	2.1		2.1	2.8	21.4	36.5			
Прасковщина	2.0	20.3	4.8	0.8		4.4	3.2	22.1	43.2		0.4	0.8
Синьки	1.5	13.4	5.4	1.3		1.7	2.6	39.6	34.3		1.7	
Нарочь	6.0	32.3	5.3	2.3		2.3	4.6	18.8	33.8		0.8	
Лебедево	1.0	15.3	9.9	3.1		3.4	4.0	23.6	39.8		0.9	
Речки	1.5	27.6	4.1	7.2	0.7	2.3	6.7		26.5		0.9	7.0
Поляны	2.0	57.4	3.7	10.4	5.2	2.1	13.4				6.7	1.1
Стешицы	1.5	23.9	3.0	3.9	1.2	1.5	8.1	0.6	28.1	3.3	26.0	
Мильча	1.5	60.0	4.6	9.2	7.6	10.7	6.9					1.0
Юго-западный (мядининкайский) литорайон												
Яшюнай	1.2	20.7	3.8	3.8		1.9	3.8	22.8	40.3		0.5	2.4
Акмянине	1.0	25.8	4.8	3.2		1.6	3.2	19.7	38.5		1.6	1.6
Мядининкай	2.0	30.7	4.8	4.2		1.1	7.4	29.5	21.2		1.1	
Каменный Лог	6.5	20.9	5.2	1.8		2.6	4.1	22.5	42.0		0.5	0.5
Гринцы	1.0	28.0	5.2	4.2		1.4	5.5	19.0	35.3		1.4	
Подитва	6.0	17.0	8.2	1.1	0.5		9.4	1.7	40.5		20.5	1.1
Тавзгиняны	1.5	22.9	4.5		1.1		12.6		42.5		13.7	1.6
Бастуны	6.0	42.8	14.2	21.4	3.5		17.8					0.3
Трокели	1.0	18.8	4.9		0.8		5.7	7.3	36.0	1.6	24.5	0.4
Чижевск	1.0	18.8	5.7		0.8	0.8	16.3	5.7	31.9	0.8	18.8	0.4

Браславской возвышенности.

Ложбины ледниковой экзарации протягиваются субмеридионально преимущественно вдоль осевых наиболее опущенных частей лопастных гляциодепрессий. Самые протяжённые и чётко выраженные врезы тяго-теют к древним Новополоцкой, Полоцкой, Карпиничской палеоложби-нам и северному началу Чашникской ископаемой ложбины. Их длина составляет 18 – 34 км, глубина достигает 15 – 26 м, а ширина – до 2.5 км. Палеоложбины, выпаханные сожским ледником в скальных породах де-вона на территории Лучесинской и Суражской равнин, сравнительно не-глубокие и мелкие. В ложбинах экзарации дно и борта построены морен-ными супесями и суглинками, массивными с гляциодинамическими тек-стурами. У ряда палеоврезов на пониженных участках дно выстлано флювиогляциальными разнозернистыми песками и ленточными глинами и алевритами (Богушевская и Карпиничская палеоложбины).

Ванны и котловины выдавливания расположены в наиболее выдвину-тых к югу языковых понижениях погребённых Видзовской, Полоцко-Чашникской, Суражской гляциодепрессий и др. Они протянулись от вне-шних зон этих языковых понижений на юг, юго-запад и юго-восток про-тив уклона поверхности поперёк сожских конечно-моренных дуг почти до их центральной зоны. Эти врезы приурочены к понижениям днепров-ского рельефа, а также к более древним Глубокской, Лепельской, Селяв-ской,

Сенненской и Браславской ложбинам. Ванны выдавливания почти спрямлены, достигают 0,3 – 1 км в ширину, 15 – 43 м в глубину и вклиниваются в пределы конечно-моренных сооружений на 2 – 12 км. Многие из них (Вилейская, Заслоновская, Богушевичская, Друйская и др.) ориентированы вдоль поясов конечных морен, имеют в плане дугообразные очертания и пологовогнутые днища и склоны в палеорельефе.

Характерной их особенностью являются чешуйчато-надвиговые и скибовые деформации по периферии, сложенные из пачек основной морены и водно-ледниковых отложений. В поясе краевых образований мядельской фазы установлено три гляциоморфологических сектора, связанных с соответствующими лопастями: Дисненский, Полоцкий и Суражский. Ледоразделы между ними проходят по Плещеницко-Докшицкому и Городокскому поднятиям субчетвертичной поверхности. У миорского комплекса очертания более плавные с юго-запада на северо-восток. В нём заметен Друйковский сектор (рис. 31).

К полигенетическим относятся наиболее широкие и глубокие Поставская, Глубокская, Видзовская, Браславская, Чашникская, Селявская, Шу-милинская ложбины, пересекающие мядельский и миорский пояса краевых образований. Эти крупные переуглубления приурочены к наревским и березинским палеоврезам и проявляются в сожской поверхности в виде слабо извилистых расширенных корытообразных ложбин. Их ширина обычно составляет 1 – 1,5 км, глубина – 21 – 53 м, борта отчетливые, поверхность дна неровная. Иногда встречаются ложбины четковидной в плане формы с сужениями до 0,5 км на участках пересечения напорных конечных морен и расширениями до 4 – 5 км. Ближе к склонам дно занято ваннами и котловинами выдавливания и моренными холмами. Вдоль тальвегов встречаются глубокие понижения, напоминающие V-образные туннельные долины. В Чашникской палеоложке в пределах центрального участка находятся супрагляциальные лимно- и флювиогляциальные холмы, гляциокарстовые западины и выравненные площадки.

Туннельные долины и каналы – наиболее типичные для сожских краевых комплексов объекты на территории Белорусского Поозерья. По густоте развития, своим размерам (протяженности, глубине вреза, ширине) и морфологической выраженности они не уступают березинским рывинам и так эталонно не представлены больше ни в одном из ледниковых горизонтов.



Рис. 31. Схема сожских краевых комплексов: 1 – гребневые линии ледоразделных форм, 2 – палеоложбины. Границы: 3 – стадий, 4 – фаз, 5 – осцилляций. Стадии и фазы: 1 – минская (центрально-белорусская) стадия, 2 – озерская фаза, 3 – кой-дано-вская, 4 – раковская, 5 – ивенецкая, 6 – новогрудская фаза, 7 – ошмянская стадия, 8 – логойская фаза, 9 – синегорская, 10 – кревская, 11 – лебедевская, 12 – докшицкая, 13 – мядельская, 14 – миорская фаза. Гляциоморфологические сектора: I – Неманский, II – Березинский, III – Днепровский, IV – Мяркисский, V – Вилейский (Дисненский), VI – Полоцкий, VII – Ловатский, VIII – Друйковский

Туннельные долины и каналы размещаются у южного края Дисненского, Полоцко-Чашникского и Друйковского лопастных бассейнов в понижениях среди мядельских и миорских краевых ледниковых образований. Они слабо извилистые или древовидные в плане, следуют из низин против уклона поверхности поперёк краевых морен до их внешней границы. Нередко рытвины прослеживаются по днищу широких ложбин экзарационного и полигенетического происхождения, унаследующие более древние Поставскую, Глубокскую, Видзовскую, Браславскую, Лепельскую и Чашникскую палеоложбины, выработанные в дочетвертичных породах. Характерно, что многие туннельные долины не унаследуют более древние (Воропаевская, Верхнедвинская и др.) и имеют свою ориентацию. Такие переуглубления врезаны в зандровые и подстилающие их четвертичные и девонские песчаные отложения. У дистального окончания каждого вреза расположены флювиогляциальные конусы, переходящие в зандры. Ширина

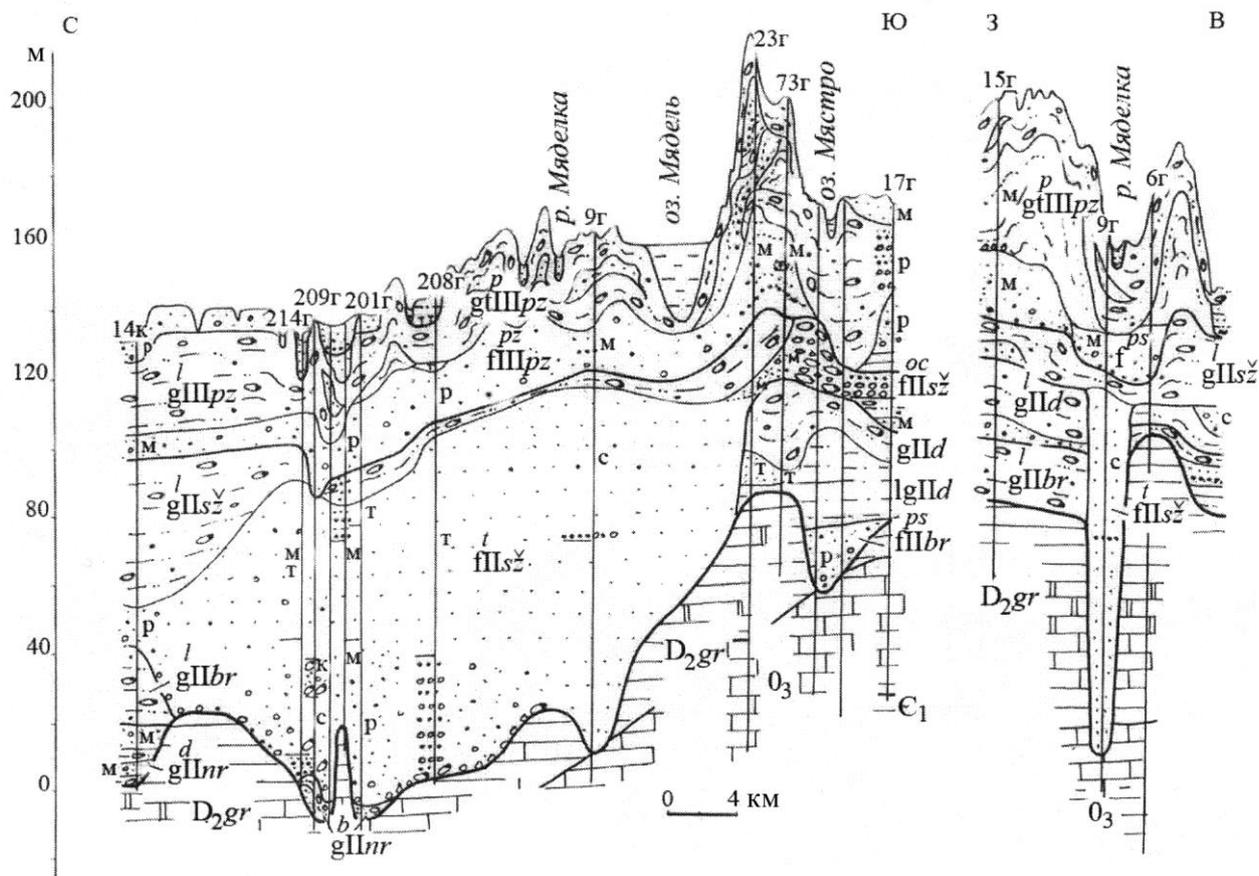


Рис. 32. Туннельная долина сожского возраста на днище Поставской палео-ложбины. А – продольный разрез заполнения долины по линии дд. Свилели – Шиковичи, Б – поперечный разрез по линии дд. Вереньки - Огородники

туннельных долин составляет в среднем около 300 м, глубина изменяется от 15 до 25 м (или от 53 до 125 м без заполняющих отложений), поперечный профиль отчётливый V-образный. Их длина достигает 20 – 34 км.

Заполнение туннельных долин и каналов представлено разнозернистыми укрупняющимися книзу субгляциальными песками. Этот материал перекрывается покрывкой из базальной массивной морены, которая слагает борта и моренный покров вокруг рытвин (рис. 32).

КОМПЛЕКС ОБРАЗОВАНИЙ ВЕРХНЕГО ЗВЕНА

Комплекс верхнеплейстоценовых отложений объединяет образования муравинского межледниковья и поозерского ледникового горизонта. В палеоложбинах Белорусского Поозерья верхнеплейстоценовые аккумуляции формируют верхнюю толщу заполнения, на которую приходится около 1/3 объёма плейстоценовой толщи. На севере Белорусского Поозерья верхнеплейстоценовый ледниковый комплекс является основным в строении четвертичного покрова.

Муравинский межледниковый горизонт. Отложения муравинского межледниковья распространены достаточно широко (рис. 33). В палеоложбинах они представлены

озёрными, озёрно-болотными и аллювиальными аккумуляциями мощностью 2 – 12 м. Озёрные и озёрно-болотные накопления выполняют гляциокарстовые линейные котловины и неглубокие западины на днище палеоложбин, где залегают в кровле сожской морены или лимногляциальных глин на глубинах 30 – 55 м. Большинство подобных разрезов приурочено к рытвинам Чашникской, Верхнедвинской, Лепельской, Полоцкой и других палеоложбин. В одной только Чашникской палеоложбине погребённые озёрные и озёрно-болотные отложения пройдены более десятком скважинами. По данным Л. Н. Вознячука [39], в г. Полоцк и его окрестностях подобных разрезов насчитывается не менее двух десятков (см. рис. 8, 9).

В строении отложений муравинских озёр и болот преобладают супеси, гиттии, торф и пески. Наиболее полные их разрезы вскрываются в скважинах в г.п. Чашники и у близлежащих дд. Большая Ольшанка, Ас-ташево, в районе г. Верхнедвинск у дд. Стайки, Барилово и др.

Спорово-пыльцевые спектры (рис. 33) из отложений в разрезах скважин в г.п. Чашники и у дд. Большая Ольшанка и Стайки характеризуют начало, климатический оптимум и окончание муравинской межледниковой эпохи [205, 76, 176]. По палинологическим данным выделяются основные фазы развития растительности, установленные для муравинского межледниковья Беларуси [56]: *mr2*- сосново-берёзовые и сосновые леса с примесью широколиственных пород; *mr3* – широколиственно-хвойные (дубовые, дубово-вязовые с сосной) леса; *mr4* – широколиственные леса из лещины, дуба, вяза с примесью липы, ольшаники; *mr5* – широколиственные леса из липы и лещины с участием дуба и вяза, появление граба, ольшаники; *mr6* – широколиственные грабово-липовые леса с орешником, появление ели, ольшаники; *mr7* – широколиственные грабово-еловые леса с лещиной, ольхой, примесью дуба, вяза, липы; *mr8* – хвойные елово-сосновые леса с примесью березы, ольхи, граба; *mr9* – хвойные сосновые леса с примесью ели и березы; *mr10* – сосново-берёзовые леса.

В пределах рытвин сожских палеоложбин многочисленны также неполные разрезы муравинских озёрных и озёрно-болотных пород. Так,



Рис. 33. Схема расположения изученных разрезов с отложениями муравинского межледниковья. 1 – разрезы с муравинскими отложениями, перекрытыми поозерской мореной: 1 – Гайлюнай, 2 – Бяздонис, 3 – Лаваришкес, 4 – Мицкунай, 5 – Гервялес, 6 – Бритики, 7 – Беляи, 8 – Слободка, 9 – Матюшенки, 10 – Латыголь, 11 – Савути, 12 – Барилово, 13 – Бритинки, 14 – Боровка, 15 – Стайки, 16 – Нача, 17 – Владычино, 18 – Идута, 19 – Почтари, 20 – Новополоцк, 21 – Боровцы, 22 – Званое, 23 – Сельцо Белое, 24 – Болбовка, 25 – Подкастельцы, 26 – Оболонье, 27 – Веревки, 28 – Горбатица, 29 – Замошье, 30 – Пола, 31 – Струнье, 32 – Замошье, 33 – Высоцкое, 34 – Бобовица, 35 – Слобода, 36 – Долосцы, 37 – Бочейково, 38 – Новоселки, 39 – Пятигорск, 40 – Вежевка, 41 – Осташево, 42 – Поповка, 43 – Пристои, 44 – Коптевичи, 45, 46 – Чашники, 47 – Большая Ольшанка, 48 – Ольшанка, 49 – Придворье, 50 – Закурье, 51 – Большие Хольневичи, 52 – Верховье, 53 – Старь, 54 – Сидоровщина, 55 – Земцы, 56 – Запруды, 57 – Латыгаль, 58 – Филипенки, 59 – Летцы, 60 – Пушкари, 61 – Корчевщина, 62 – Малые Куличи, 63 – Лахи, 64 – Гралево, 65 – Авдеевичи-Кашино, 66 – Кашино, 67 – Андроновичи, 68 – Пушкари, 69 – Десниново, 70 – Слободка, 71 – Борисова Гора, 72 – Орляки, 73 – Рясно, 74 – Боярщина, 75 – Редькино, 76 – Мерзляково, 77 – Лиозно, 78 – Янковцы, 79 – Замосточье, 80 – Гичи; 2 – разрезы с муравинскими аккумуляциями, перекрытыми поозерскими перигляциальными образованиями: 1 – Клевица, 2 – Карачевщина, 3 – Нарейки, 4 – Застенки, 5 – Цна, 6 – Маковье, 7 – Хмелевка, 8 – Винцентово, 9 – Владыки, 10 – Аронова Слобода, 11 – Гнездилово, 12 – Городище, 13 – Уболотье, 14 – Кузевичи, 15 – Беланы, 16 – Рудня, 17 – Селитренники, 18 – Борок, 19 – Неманица, 20 – Леоново, 21 – Побережье Мурово, 22 – Радица, 23 – Лошанцы, 24 – Майское, 25 – Прудок, 26 – Черноосово, 27 – Бобр, 28 – Обчуга, 29 – Катужино, 30 – Шелковинье, 31 – Малое Уланово, 32 – Грязино, 33 – Белый Ров, 34 – Ключниково, 35 – Макаровка, 36 – Брюховцы, 37 – Рыленки, 38 – Жабочки, 39 – Посудьево, 40 – Зарубы, 41 – Козьяи, 42 – Старое Прибужье, 43 – Старышы, 44 – Старое Село, 45 – Саприновичи; 3 – граница поозерского оледенения

у д. Диснениново южнее г. Сураж обнажаются супеси и суглинки с линзами торфа, которые формировались в первую половину муравинского межледниковья [186]. Болотные торфяники, относящиеся к климатическому оптимуму межледниковья, пройдены на флювиогляциальном конусе Лепельской палеоложбины у д. Веревки. Гиттии и торфяники у д. Асташево (скв. 11) к северу от г. п. Чашники и у д. Барилово (скв. 62) к югу от г. Верхнедвинск накапливались с климатического оптимума до конца муравинского межледниковья.

Большое количество разрезов с муравинскими озёрными и озёрно-бо-лотными накоплениями находится вне палеоложбин в пределах водораз-

дельных западин погребённого рельефа сожских гляциодепрессий. Наиболее показательными из них являются разрезы у д. Маковье западнее г.

Вилейка, д. Сидоровщина западнее г. Шумилино, дд. Брюховцы и Гичи северо-восточнее г. Орша, дд. Пушкари, Гралёво, Авдеевичи-Кашино

восточнее г. Витебск и обнажения вблизи г. Сураж по берегам р. Западная Двина и её притока р. Каспля – Чёрный Берег, Борисова Гора, Орля-ки, Боярщина, Рясно. Последние обстоятельно и комплексно охарактеризованы в ряде работ [82, 16, 15, 23, 40, 69, 79, 143, 169, 186, 188, 191, 206, 208, 209].

Аллювиальные отложения встречены по палеодолинам Пра-Западной Двины, Правилии, Пра-Бережины и их притоков на участках пересечения ими ледниковых палеоложбин. Таковы, например, фрагменты Пра-Западной Двины, пересекающие Верхнедвинскую, Новополоцкую, Полоцкую палеоложбины и Суражскую гляциодепрессию у гг. Верхнедвинск, Сураж и между гг. Полоцк и Новополоцк (см. рис. 30). Мощность аллювия около 2 – 15 м. Среди муравинского аллювия старичные отложения сравнительно немногочисленны. Палеоботанически они охарактеризованы в скв. 1 у д. Боровка Верхнедвинского района, скв. 15 у д. Подкастельцы Полоцкого района и скв. 21 у д. Лучеса Витебского района. Здесь

старичные залежи тяготеют к самым низким гипсометрическим уровням межледниковых долин Пра-Западной Двины и Лучёсы, где залегают в цоколе погребённых поозерских надпойменных террас под поозерскими аллювиальными свитами на глубинах 23 – 33 м [39, 19, 174]. В строении старичных отложений участвуют гумусированные пески и гиттии с обломками древесины, ракушек, присыпками и линзочками песка и песчано-гравийного матери-

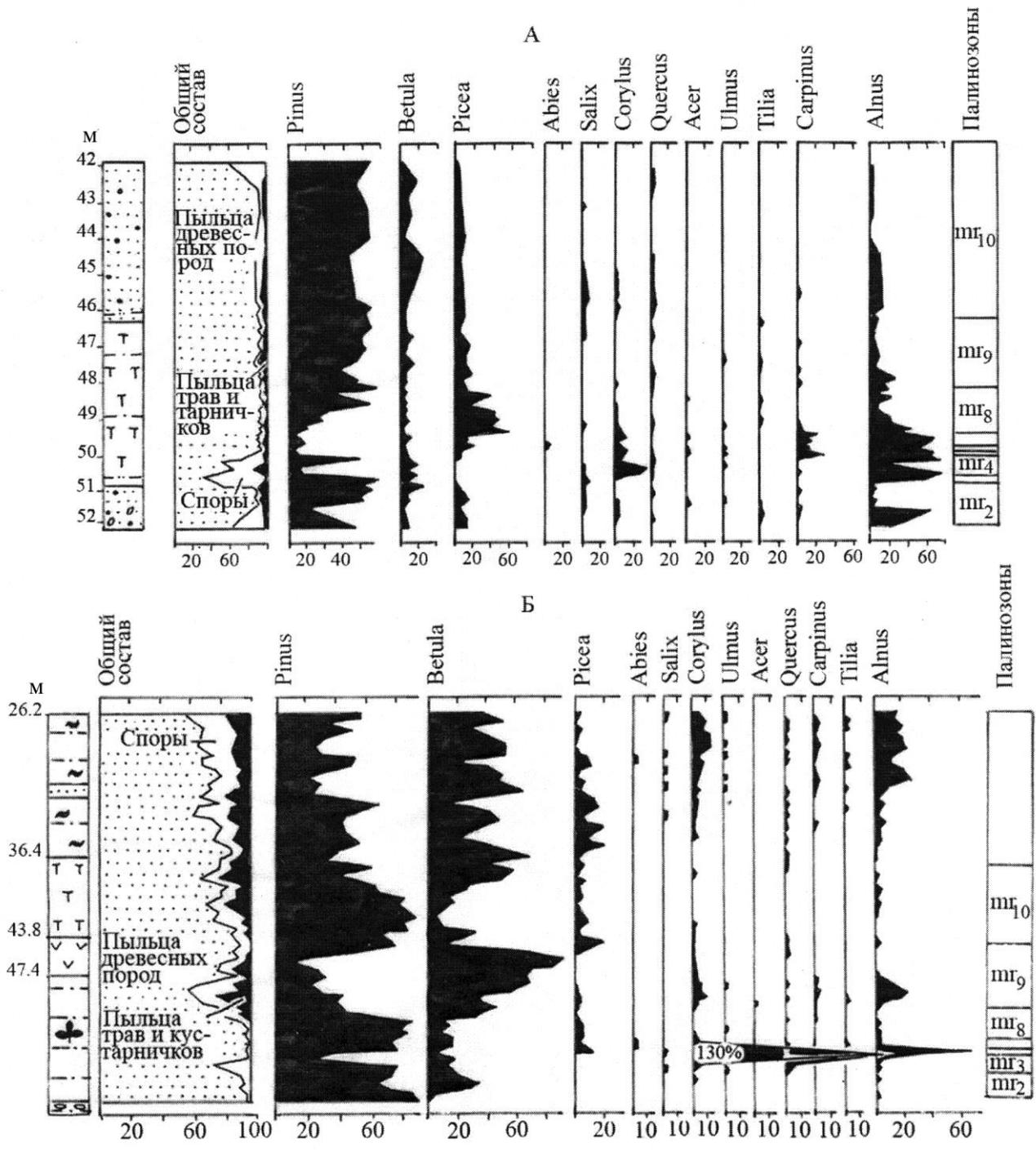


Рис. 34. Спорно-пыльцевые диаграммы муравинских межледниковых отложений по разрезу скв.1 в г.п. Чашники (А, анализы Е. И. Ширины) и скв. 8 у д. Стайки Верхнедвинского района (Б, анализы Е. С. Гуськовой)

ала. Палинологические диаграммы из этих разрезов отражают различные части межледниковья. Спектры из разреза Боровка указывают, по мнению Н. А. Махнач [205], на формирование старичных отложений в конце климатического оптимума межледниковья. Гумусированные пески и супеси из скважин у дд. Лучёса и Подкастельцы содержат по всему разрезу пыльцу сосны, берёзы, ольхи и в незначительном количестве (до 6.5 %) – пыльцу широколиственных [176]. В верхней части разреза Лучёса заметно выражен максимум пыльцы дуба, липы и орешника (до 29 %) и сокращается содержание ивы (до 2.7 %) и берёзы. Эти признаки спорово-пыльцевых диаграмм свидетельствуют о накоплении указанных старичных слоёв в коротком интервале межледниковья с умеренно-тёплым климатом. В разрезе Подкастельцы аллювиальные пачки имеют перигляциальное происхождение.

Поозерский ледниковый горизонт. На территории палеоложбин над муравинскими межледниковыми отложениями развита в виде сплошного покрова толща ледниковых образований поозерского оледенения. В среднем мощность поозерских отложений составляет 30 – 40 м. Увеличение её до самых больших значений (60 -90 м) наблюдается на отдельных отрезках Браславской, Полоцкой палеоложбин и на участках пересечения ископаемых Видзовской, Глубокской, Селявской, Шумилинской ложбин краевыми ледниковыми образованиями (рис. 35). Залегание такой мощной толщи отложений предопределяет нивелирование контуров крупных древних переуглублений и обособление в современном рельефе на их территории менее рельефных и крупных ложбин.

В пределах палеоложбин северной Беларуси поозерскую толщу строят слои, принадлежащие трём этапам оледенения: нижнепоозерскому, средне- и позднепоозерскому [56]. Нижнее- и верхнепоозерские образования имеют фрагментарное распространение внизу и вверху поозерской толщи, тогда как на среднепоозерскую серию приходится основная часть её разреза.

Нижнепоозерские отложения установлены в Верхнедвинской, Лепельской, Чашникской палеоложбинах и Суражской гляциодепрессии (разрезы Барилово, Стайки, Веревки, Бочейково, Большая Ольшанка, Слобода Касплянская и др.). Они представлены в основном озёрными и аллювиальными аккумуляциями мощностью до 7 – 17 м. Озёрные отложения прослеживаются в древнеозерных воронках на днище палеоложбин. Эти образования обычно надстраивают муравинские межледниковые толщи и состоят из стадийных сизовато-серых супесчано-суглинистых и песчаных слоёв, переслаивающихся в разрезе с межстадийными слоями опесчаненного торфа и гумусированных супесей. В прадolinaх встречаются аллювиальные пески, супеси и суглинки с линзами межстадийных иловатых торфов.

Принадлежность озёрных отложений к раннепоозерской стадии устанавливается по материалам палинологических исследований разрезов Барилово, Стайки, Большая Ольшанка [76, 86] и других, в которых поозерская перигляциальная тол-



Рис. 35. Распределение мощностей поозерских ледниковых отложений: 1 – изопакиты, 2 – значения мощности, 3 – площади с мощностью более 40 м, 4 – места отсутствия отложений, 5 – участки резкого изменения мощностей, 6 – граница поозерского оледенения

ща включает одну – три линзы межстадиальных торфяников. В надмура-винской части этих разрезов на спорово-пыльцевых диаграммах наблюдается сокращение пыльцы древесных пород (до 50 – 60 %) и термофильных элементов, подъём кривой травянистых растений до 40 %. В спектрах из межстадиальных интервалов характерно преобладание пыльцы сосны, подчинённое положение занимает пыльца берёзы, ели и ольхи из древесных растений и пыльца трав. В палиноспектрах стадийных слоёв главную роль играет пыльца берёз, несколько уступает ей пыльца сосны, в составе недревесных растений возрастает количество пыльцы гвоздичных, полыней, лебедовых, розоцветных и спор сфагновых мхов.

Сходные палеоботанические определения получены и для перигляциальных аллювиальных отложений в обнажении Слобода Касплянская Суражского района [186]. Радиоуглеродные (^{14}C) датировки (более 50000 лет, ЛУ – 141 и более 41700 лет, ЛУ – 82А) торфа из нижней свиты аллювия [4, 84] свидетельствуют о том, что заполнение палеодолин на днище ледниковых ложбин происходило с раннепоозёрского времени.

Среднепоозерская серия образований в пределах палеоложбин представлена перигляциальными озёрными, озёрно-аллювиальными и аллювиальными аккумуляциями

мощностью от 0.5 до 15 м, а также ледниково-выми отложениями. Озёрные пески, супеси и суглинки с примесью растительных остатков и прослоями склоновых образований (до 2 м) заполняют многочисленные западины среди дна палеоложбин. В палеодолинах у основания серии залегают пески, супеси с линзами межстадиально-го торфа и суглинков, которые переходят в перигляциальный аллювий усвячской свиты [33]. Палеонтологические данные по среднепоозерским межстадиальным образованиям из палеодолины Пра-Кас-пли у дд. Слобода (глубина 11 – 6.5 м) [23, 186], Шапурово (глубина 16.1 – 15.8 м) [43, 98] свидетельствуют о холодном климате и развитии лесотундровых и тундровых сообществ во время накопления отложений [36, 96, 97]. Абсолютный возраст среднепоозёрских торфяников был определён в этих отложениях по ^{14}C в 29150 ± 850 лет (ЛУ – 78А) – 37960 ± 1000 лет (ЛУ – 98) [4, 5].

Возраст аллювиальных и озёрно-аллювиальных алевритов и суглинков усвячской свиты обосновывается радиоуглеродными датами растительного детрита или костных остатков в 10 разрезах (Шапурово, Дрича-луки, Слобода, Сморгонь, Комаришки и др.), согласно которым формирование этих пород имело место 25 – 17 тыс. лет назад [33, 35, 84, 99, 186, 122]. Отложения содержат многочисленные перигляциальные инволюции и псевдоморфозы по ледяным жилам.

Поозерские ледниковые образования повсеместно развиты в пределах палеоложбин, где перекрывают сожские, муравинские и поозерские перигляциальные аккумуляции. Мощность ледниковой толщи обычно 25 – 40 м, однако в отдельных палеоложбинах достигает 90 м. В поозерской толще выделяются два ледниковых комплекса, соответствующих максимальной (оршанской) и постмаксимальной (браславской) стадиям по-озерского оледенения [140]. Оршанский комплекс прослеживается до южной границы своего предельного распространения. Он часто доступен изучению в обнажениях. В палеоложбинах его формируют озёрно-ледниковые слои, субгляциальные моренные и флювиогляциальные образования, различные конечно-моренные фации и водно-ледниковые отложения, сформированные отступающим ледником.

Озёрно-ледниковые слои залегают в основании комплекса и представлены мелкозернистыми песками и супесями, которые переходят кверху в более тонкие фации шоколадных глин и суглинков. Их мощность увеличивается до 35 – 56 м в переуглублениях, составляя в среднем 8 – 15 м.

Наиболее характерными являются субгляциальные и конечно-моренные образования. Они приурочены к краевым комплексам, отождествляемым с многочисленными осцилляциями и витебской фазой оршанского ледника [152, 38]. Как правило, субгляциальные и краевые ледниковые образования сопровождают ложбины, которые протянулись поперек этих осцилляторных и фазовых комплексов.

Субгляциальные образования представлены преимущественно водно-ледниковыми отложениями – заполнителями туннельных долин и каналов и основной мореной. Погребённые туннельные долины и каналы ус-тановлены на днище сожских Поставской, Глубокской, Лепельской, Се-лявской палеоложбин, а также вне их на Вилейской низине, Свенцянских грядах, Сенненской равнине и др. Здесь они врезаются в озёрно-ледниковые пески и песчано-глинистые отложения. Наиболее крупные рытвины достигают глубин 60 м, ширины 300 м, имеют крутые борта и V-образную форму. Туннельные долины отделены от вмещающих озерно-ледниковых отложений, в которые они врезаются, резким

эрозионным контактом и заполнены, в основном, песками – от тонко, до грубозернистых, флю-виогляциальными, с гравийным или валунно-галечным слоем у ложа.

Основная морена 2 – 40-метровой мощности запечатывает сверху ни-жележащие отложения. Моренная покрыва заглабляется в приледнико-вые отложения сожских палеоврезов всего на 8 – 27 м, в единичных случаях (в основном у склонов) прорезая их. И только в пределах туннель-ных долин она залегает на 60 – 70 м ниже, чем на бортах. Сравнительно незначительное внедрение поозерской морены в подстилающие отложения, направленное вниз и в стороны, предопределило обособление относительно мелких и узких (по сравнению с более древними) ложбин: Спорницкой, Шумилинской, Соро и др. Поозерская морена сложена красно-бурыми суглинками, реже – грубыми супесями, глинистыми, имеет разнообразные гляциодинамические текстуры и структуры. Наиболее характерны слои монолитной морены с массивной и плитчатой текстурами. Они наблюдаются на днище и в пределах бортов палеоложбин.

Часто в основании морены в виде прослоек присутствуют озёрно-ледниковые пески, глины и алевриты, захваченные ледником со своего ложа (текстуры захвата). Чешуйчатые морены в пределах ложбин развиты избирательно и связаны с моренными холмами на их днище и дистальными окончаниями (участки Поставской, Глубокской, Чашникской, Сенненской и других ложбин), прилегающие к грядам и возвышенностям. На таких площадях морена построена чешуевидными блоками из моренного суглинка с прослоями и отторженцами подстилающих озерно-ледниковых пород, ограниченные гляциотектоническими надвигами. В основной морене довольно часты разнообразные гляциодинамические складки.

Анализ структурных элементов, замеренных в оршанской основной морене в различных ложбинах, указывает на упорядоченную ориентировку материала морены и гляциоструктур. В большинстве обнажений гравийному, галечному и валунному материалу свойственна ориентировка в направлении пластического течения, а плитчатости, чешуям и осям запрокинутых складок – падения в проксимальную сторону. На Нарочанской равнине и Вилейской низине материал морены имеет основную ориентировку северо-запад – юго-восток, а в ложбинах витебского фазического комплекса – меридиональную.

Конечно-моренные образования – важный компонент ледниковой толщи ванн выдавливания Глубокской, Лепельской, Селявской, Сенненской, Богушевской, Шумилинской, Суражской ложбин. Встречаются разные формы сочетания конечных морен с ложбинами. Конечные морены в Сенненской, Чашникской, Лепельской, Богушевской, Суражской ложбинах насажены на их дистальные окончания. В Глубокской, Селявской ложбинах они пересекают их в виде дугообразных цепей гряд и холмов. Так же часто конечные морены размещаются на днище и вдоль боковых склонов (Свирьская, Соро, Спорницкая ложбины и др.).

В строении конечных морен принимают участие преимущественно поозерские песчаные, алевритовые и песчано-гравийные отложения с покрывкой основной красно-бурой морены. Пачки подморенных песчано-алевритовых и песчано-гравийных пород дислоцированы в виде наклонных и лежащих складок и мелких надвиговых чешуй. На южных бортах ложбин и участках их пересечения цепями гряд и холмов сученность чешуй повышена, часто наблюдается их двух – трёхэтажность и содержание отторженцев песка, глины и алеврита. Наряду с напорными скибовыми конечными моренами на бортах

и днищах ложбин встречаются инъективные и насыпные конечные морены. В рельефе возле ложбин конечные морены образуют чаще всего небольшие, но ясно выраженные дугообразные языковые цепочки мелких холмов и грядок. Реже, главным образом, в низинах морены напора на боковых склонах ложбин имеют вид протяжённых прямолинейных в плане радиальных гряд (Сви-рьская, Константиновская, Южно-Нарочанская и др.) [115]. По данным замеров плоскостных элементов структур напорных морен в конечно-моренных дугах и радиальных грядах, поверхности скольжения чешуй, плитчатых текстур и осевые поверхности складок наклонены в направлении ледниковых ложбин.

Минералогический состав в тяжёлой фракции мелкозёма оршанской морены отличается от сожской повышенным содержанием «скандинавских» минералов (до 31.6 %) и пониженным – транзитных минералов (до 58.8 %) и минералов местных осадочных пород (до 10 %). Лидирующими являются роговая обманка, гранат и ильменит. Коэффициент отношения суммы «скандинавских» минералов к сумме местных, вычисленный С. Д. Астаповой, изменяется от 2.5. до 3.2. В морене оршанской стадии наблюдается мало заметное изменение процентного содержания минералов и пород в центральном, восточном и западном районах Белорусского Поозерья. На центральном и восточном – Чашникской низине и Лучесской равнине – в морене повышено содержание биотита, доломита, фосфата, лимонита, ильменита, заимствованных из дочетвертичных пород Финляндии, Эстонии и местных девонских отложений. В пределах западного участка – Глубокской ложбины – морена обогащена эпидотом, гранатом, сидеритом, пиритом, турмалином, лейкоксеном, гидроокислами железа, характерных для расположенных северозападнее нижнепалеозойских пород.

Оршанская и сожская морены характеризуются присутствием гравийно-галечных обломков одних и тех же кристаллических и осадочных пород. Сравнивая результаты петрографических исследований морен, полученные для отдельных районов Белорусского Поозерья [72, 116], очевидны изменения в процентном содержании слагающих их грубообломочных компонентов (таблица 5). В поозерской морене содержится максимальное количество обломков кристаллических пород (25.4 – 39.5 %), больше песчаников, кварцитов (до 14.3 %), алевролитов и аргиллитов (до 16.5 %), но меньше представлено доломитов (до 22.8 %) и известняков (до 29.5 %). Коэффициенты отношений кристаллических пород к осадочным и доломитов к известнякам составляют **соответственно и .**

В пределах моренного покрова наблюдаются также изменения петрографического состава гравийно-галечных обломков и валунов по площади. При продвижении с востока на запад в местном и транзитном материале морены уменьшается доля девонских доломитов и известняков из северных районов Русской плиты и осадочного чехла Псковской области и возрастает количество алевролитов, аргиллитов и песчаников северо-западных районов Прибалтики и Беларуси, а также известняков нижнего палеозоя, принесённых со дна Рижского залива и западной Эстонии [46, 91, 127]. В составе дальнепринесённого материала на Суражской низине доминируют породы Финско-Карельской и Ладужской провинций, на Чашникской равнине – обломки южной и юго-восточной Финляндии, а на Свенцянских грядах главное место занимают валуны Шведско-Балтийского региона сноса [9, 45, 186]. Зоны смешения морен с различным минералого-петрографическим составом приходятся на участки, представленные в рельефе Ушачской и Городокской возвышенностями. Отмеченные особенности вещественного

состава морены в Белорусском По-озерье указывают на три потока в ледниковом покрове (балтийский, чуд-ский, ладожский), на неодинаковые пути их движения и различные усло-вия формирования ложбин.

Водно-ледниковые отложения, связанные с омертвлением ледника и деятельностью его талых вод, представлены разнообразными фациями. Весьма широко распространены субгляциальные флювиогляциальные аккумуляции. Они выполняют как одиночные изолированные (Сорочан-скую, Полсвижскую, Тухинскую) рывтины, так и древо-, четковидные и сложно переплетающиеся субгляциальные туннельные долины и каналы. Такие рывтины прослеживаются по сожским понижениям и днищу Пос-тавской, Глубокской, Лепельской палеоложбин через оршанскую и ви-тебскую цепочки конечных морен к их дистальным окончаниям. Здесь флювиогляциальные образования выполняют также озовые гряды, камо-вые холмы, часто чередующиеся с туннельными каналами по простира-нию или следующие параллельно на близком расстоянии. Преобладают тонкие и мелкие слоистые пески, хорошо отсортированные. Их мощ-

Таблица 5

Петрографический состав гравия (фракция 0.5 – 1.0 см) и гальки (фракция 1.0 – 10 см) морены оршанской стадии поозерского ледника (%)

Скважина, разрез	Глубина опробования, м	Породы										
		Граниты		Кварц	Полевые шпаты	Сланцы и гнейсы	Песчаники и кварциты	Доломиты	Известняки	Мергели	Алевриты и аргиллиты	Кремни и другие
		розовые	серые									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Восточный (Луческий) литорайон												
25, Стриги	15.0	15.1	11.6	3.0		1.9	4.5	18.6	35.3			
26, Чудня	22.0	26.9	12.8	2.7		1.2	3.4	14.9	38.0			
27, Мошканы	5.5	21.5	12.6	1.0		1.2	1.4	15.7	46.7			
	16.5	18.0	8.7	1.6		1.0	2.4	35.3	32.7			0.3
28, Массоры	13.0	15.4	7.0	1.7		1.4	1.6	43.2	29.6			-
29, Массоры	14.4	32.2	11.8	5.7		0.6	4.2	21.4	24.2	-	-	
	-											
30, Мошканы	4.0 - 5.0	27.4	11.6	1.1		1.1	1.8	22.2	34.4			
	16.0 - 17.0											
31, Орешки	9.0 - 10.0	18.8	10.6	4.4		1.0	1.9	24.3	38.9			

32, Орешки	3.0 – 8.0	21.8	14.5	1.3		3.4	1.3	18.2	39.5			
33, Замосточье	23.0 – 27.0	14.9	10.0	1.4		2.1	2.2	25.3	44.1			
35, Песчанка	3.4 – 7.5	29.2	9.8	2.0		1.7	1.7	18.3	37.3			
36, Шилы	1.0 - 7.5	27.6	8.8	1.6		1.8	2.7	22.0	35.5			
37, Новязки	9.0 - 11.0	22.6	10.6	2.9		4.3	2.3	24.6	32.7			
40, Ореховск	4.0 - 6.0	20.1	7.8	0.7		2.5	1.2	27.7	39.0			1.0
41, Лучеса	5.0 - 8.0	35.6	8.8	2.1		2.7	2.4	18.3	30.1			

Продолжение табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
42, Осиново	20.0	29.7	9.6	1.7		2.9	2.9	20.1	33.1			
	23.0	16.5	5.7	0.9		1.6	1.2	35.7	38.4			
44, Речки	7.5 – 8.5	27.5	10.7	1.7		2.4	2.0	20.2	35.5			
	18.0	19.8	13.5	1.9		4.0	2.4	30.1	28.3			
25, Пушкари	2.0 - 4.0	24.0	6.7	5.4			3.5	11.6	45.9		0.4	0.6
Гралево	3.5	28.0	6.5	2.6			2.7	7.2	51.5		1.5	
	8.0	28.7	10.0	9.1			1.8	9.2	39.2			1.2
Руба	0.5	23.3	9.9	6.0			1.1	15.4	42.7		1.2	0.4
Центральный (Лепельско-Сенненский) литорайон												
Жерствяники	1.0	20.9	6.2	3.1	2.2	0.4	6.6	0.4	27.2	0.4	32.1	
Бол. Полсвиж	1.0	18.5	5.4	3.0	1.5	0.3	7.2	0.6	30.6		32.5	
Слидцы	1.8	20.6	1.2	3.2	1.2	0.1	5.3	0.3	29.4		38.2	
Поповка	1.0	35.4	6.3	8.8	3.7		3.7	5.0	20.2	1.2	15.1	0.6
Лукомльский	3.0	15.1	2.1	3.0	0.4	0.2	9.3	0.6	38.8		29.9	0.4

Чановичи	0.5	28.9	4.4	3.2	2.9		3.8	3.8	28.4		24.2	0.4
Капланы	1.0	25.2	4.4	1.4	0.5		2.8	8.1	33.4	2.8	19.1	0.4
Поповка	2.0	28.7	1.7	2.5	1.7		5.1	3.8	30.9		24.8	0.8
Будище	1.0	36.3	3.7	2.1	3.2		4.8	5.3	25.1	2.1	16.0	1.4
Ходцы	1.0	28.0	2.7	2.0	2.0	1.3	2.7	4.1	32.8		20.5	3.9
Западный (Свенянский) литорайон												
Каптаруны	2.0	16.9	5.7	1.1	0.7	0.3	10.8	0.3	42.0		21.6	0.6
Подъясенки	0.5	12.7	2.8	0.9			11.3		32.2		28.4	11.3
Скарповцы	1.5	18.3	1.7	0.8	1.3		19.2		38.1	2.2	17.4	0.6
Лопути	0.5	14.0	-	2.0	0.5	1.0	14.5	1.0	31.1	0.5	34.6	0.8
Оцковичи	3.0	15.7	1.5	1.5	3.1		11.8		36.2		24.4	5.8
Рубеж	1.0	16.4	4.8	1.1		1.4	8.2	2.6	32.5	0.3	22.8	9.9
Подоляны	1.0	15.7	5.7	1.6		0.8	20.6		33.0		22.3	0.3
Ширки	0.5	16.0	2.6	1.3	1.3		9.3		13.3		14.6	0.3

Окончание табл. 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Чертова Гора	0.5	18.5	5.7	1.7	1.7	0.4	10.1		29.6	1.3	31.4	
Груздово	1.0	15.3	3.4	3.4	0.6	1.9	11.8		25.1	0.6	35.4	0.4
Погарцы	1.5	17.6	2.2	2.5	1.1	2.5	22.4	1.1	22.6	0.8	26.6	0.6
Сергеевичи	8.0	16.2	3.4	4.6			16.2		27.9	1.1	25.5	5.1
Новоселки	1.5	16.9	1.1	1.1	1.4	3.3	8.4	0.3	33.2	0.3	32.4	1.6
Дуниловичи	3.0	19.0	2.0	2.4	0.6	1.3	13.1	0.6	32.2	1.0	26.3	1.4
Мышки	2.0	12.2	-	2.7	1.6	0.2	27.9	1.6	25.0	1.3	21.1	6.4
Новики	1.0	71.1	9.9	8.1	2.7	6.3	1.8					0.1
Сороки	0.5	19.1	2.1	1.5	0.3	1.2	10.9		28.2		31.3	5.4
Ласица	0.5	15.1	3.4	2.2	0.6	0.9	12.9		29.7	0.3	33.8	0.5
Завлечье	0.5	18.6	4.9	3.1	0.3	1.9	12.4	0.3	29.9	1.5	23.3	2.3
Земцы 1-е	0.5	18.6	6.5	2.3	1.8	4.5	22.3		36.7		6.9	0.4
Земцы 2-е	0.5	9.1	6.7	0.9	0.9	1.9	13.4		41.3		25.0	0.8
Лужки	1.0	14.5	1.5	2.0	2.5	1.5	19.0		21.1	0.5	37.1	0.3

Кушлево	1.5	11.2	2.4	2.4	2.4		20.1		22.5		35.4	2.0
Велец	0.5	18.7	2.8	2.1	1.5	1.5	15.1		29.4	0.7	28.0	0.2
Юго-западный (Вилейский) литорайон												
Ольшево	1.5	20.2	8.8	2.5	1.2		7.5		39.2		20.2	0.4
Завидиненты	3.0	19.3	4.8	5.1	0.9		12.3	2.1	28.0		22.9	4.3
Дубово-Новое	0.5	41.9	4.3	7.5	2.1	1.0	15.0		18.2	3.2	6.4	0.4

ность в субгляциальных озах достигает 8 м, а в туннельных долинах – 57 м. Такие формы имеют моренную покрывку.

На южных дистальных концах древовидных долин и одиночных ка-налов подледниковые отложения замещены песчано-гравийным и песчаным материалом предледниковых дельт и конусов выноса. Во многих ложбинах на дне и бортах местами выступают супрагляциальные камо-вые и озовые образования. На пониженных участках Сорочанской, Ле-пельской и Чашникской ложбин, где подпруживались приледниковые бассейны, неровности дна и склоны покрыты шоколадными глинами, алевритами и песками, ленточными, мощностью до 8 -20м.

Браславский стадиальный комплекс образует верхнюю часть поозёрского горизонта в Видзовской, Браславской и других ложбинах северной Беларуси. Он в основном состоит из озёрно-ледниковых, конечно-морен-

ных, моренных и флювиогляциальных отложений. Среди них ведущее значение имеют конечно-моренные образования мощностью от нескольких до 80 м. В пределах Видзовской и Браславской палеоложбин краевые морены выстроены в дуги вкрест их простираения и формируют небольшие языковые комплексы: видзовский и миорский [152]. Осе-вые части этих языков приходятся на современные Богинскую ложбину и котловины оз. Обстерно и Важо. Оси языков направлены с северо-запада на юго-восток, т.е. расположены с азимутальным несогласием к простираению ископаемых палеоложбин.

Поперёк палеоложбин конечные морены браславской стадии содержат в структуре две цепи фазильного ранга с многочисленными более мелкими осцилляторными дугами [156]. В строении конечных морен принимают участие переслаивающиеся песчаные, песчано-гравийные отложения, алевриты с покрывкой красно-бурой морены. В местах пересечения палеоложбин водно-ледниковый материал и основная морена сложно дислоцированы, в них содержатся мелкие отторженцы озерно-ледниковых глин и алевритов и текстуры движения по плоскостям внутренних сколов. Часто вблизи палеоложбин водно-ледниковые и моренные отложения осложнены крупными антиклинальными линейно-вытянутыми куполообразными складками выдавливания. Анализ структурных элементов, замеренных в конечных моренах на различных участках в бортах Богинской и Браславской ложбин, указывает на характерную для ложбин ледникового выдавливания упорядоченность гляциодислокаций. Большинству

плоскостей чешуйчатых надвигов и осей инъективных складок свойственны падения в направлении наиболее расширенных и глубоких котловин их дна.

Днище и борта ложбин нередко осложнены пульсационными краевыми образованиями. Комплексы пульсационных конечных морен особенно обособляются в кривых дугах постмаксимальной фазы браславской стадии, на месте большого количества языков и микроязыков (10 – 30 км в длину) и встречены в Браславской ложбине. Яркие свидетельства таких образований приведены в работе А. В. Матвеева и А. Э. Дроздовского [156] при анализе геологического строения Браславской возвышенности.

Минеральный состав браславской морены в Видзовской и Браславской палеоложбинах (по 6 скважинам) отличается увеличением содержания во фракции 0.1 – 0.25 мм скандинавских минералов (до 36.2 %) – роговой обманки (32.6%) и биотитов (1.7 %) и уменьшением до 10 – 15 % минералов местных осадочных пород. Содержание доломита (9.1 %), гидроокислов железа (5.1 %), фосфатов (4.9 %), заимствованных из коренных пород Эстонии и Латвии, в 1.5 – 2 раза выше, чем в оршанской морене на том же меридиане. Лидирующими минералами морены Браславской возвышенности являются роговая обманка, гранаты, ильменит и доломит.

В петрографическом составе гравийно-галечных размерностей возрастает доля кристаллических пород Фенноскандии, доломитов и мергелей из северо-западных районов Русской равнины, а также аргиллитов и алевролитов из местных коренных пород. Уменьшилось количество известняков и песчаников. Процентное содержание обломков различных групп пород приведено в таблице 6. Среди руководящих валунов в конечных моренах Браславской возвышенности, по данным А.И. Гайгаласа [45, 46], доминируют кристаллические породы Аландских островов, юго-западной Финляндии и дна Балтийского моря.

Комплекс водно-ледниковых отложений мертвого льда и талых вод представлен в палеоложбинах набором камовых, озовых, дельтовых, озёрно-ледниковых, зандровых фаций и др. Наиболее широко распространены супрагляциальные камовые образования, достигающие мощностей 50 м. Вдоль боковых склонов палеоложбин эти отложения образуют единичные камовые холмы, а в местах пересечения их конечно-моренными дугами – нередко и камовые массивы. Реже на днище и вдоль бортов ложбин встречаются озовые пески, гравий и галька. Участки дна ложбин

и прилегающих понижений между конечными моренами браславской стадии и во внешней зоне на Полоцкой низине сложены из маломощных (до 10 м) зандровых и озёрно-ледниковых отложений [173]. Вблизи дистального окончания Богинской ложбины озёрно-ледниковые аккумуляции перекрыты грубообломочным материалом приледниковых дельт и конусов выноса.

Верхнепоозерские отложения встречаются хотя и широко, однако менее мощные (до 20 м), чем среднепоозёрские. В палеоложбинах они представлены в основном аллювиальными, озёрными и болотными органо-генными образованиями. Их накопление происходило на этапе деградации

поозерского оледенения, включавшего три стадии похолодания

Таблица 6

Петрографический состав гравия (фракция 0.5 – 1.0 см) и гальки (фракция

1.0 – 10.0 см) морены браславской стадии поозерского ледника (%)

Обнажение, шурф	Глубина опробования, м	Породы										
		Граниты		Кварц	Полевые шпаты	Сланцы, гнейсы	Песчаники и кварциты	Доломиты	Известняки	Мергели	Алевриты и аргиллиты	Кремни и другие
		розовые	серые									
Богино	0.5	19.8	5.7	3.0	1.5	0.3	6.1	7.3	26.3	1.5	26.2	2.5
Окменица	8.0	16.3	6.4	2.0	0.3	0.3	4.7	2.3	28.5		38.7	0.5
Струсто	1.0	19.9	5.3	1.6	0.4	1.1	6.3	3.9	32.1		28.2	0.8
Заеленцы	0.5	15.9	1.4	2.2	0.7	0.3	6.6	4.8	26.7	2.2	32.7	6.5
Пашки	0.5	27.3	6.5	4.7	1.7		13.0		24.4	1.1	20.8	0.5
Чернишки	1.0	18.5	3.9	2.1	1.0		4.2	1.0	32.1		36.0	0.9

климата (ранний, средний, поздний дриас), и разделяющие их интерстадия-лы бёллинг и аллерёд [36, 222].

Аллювиальные отложения прослеживаются по долинам Западной Двины и её притоков на участках пересечения Верхнедвинской, Новополоцкой, Полоцкой, Шумилинской, Суражской, Лепельской, Чашникской и Лучесинской палеоложбин. В пределах этих участков верхние уровни долин Западной Двины, Уллы, Лучесы представляют собой локальные эрозионные террасы, реже – цокольные с маломощным (до 5 м) покровом грубопесчаного или гравийно-галечного аллювия. Более выдержаны аллювиальные свиты цикловой второй и первой надпойменных террас мощностью соответственно 1- 2 и 3 – 14 м. В их сложении преобладают русловые пески и крайне редки пойменные и старичные фации. Аллювий второй надпойменной террасы имеет бёллинговский – среднедриасовый возраст, а первой террасы – аллерёдский – пребореальный [214, 36, 90, 22, 174].

Озёрные образования вскрыты в основании донных отложений озёр и заполненных до края осадками термокарстовых западинах и остаточных озёрных котловинах, где их мощность варьирует от 0.1 до 10 м. Озёрные образования позднеледниковых водоёмов представлены толщей песков, со слоем песчано-гравийного материала мощностью 0.1 – 1 м в основании, и одним – двумя прослоями гумусированных супесей, глин и карбонатных песков, мощностью до 2 м. В ряде разрезов позднеледниковых отложений (оз. Нарочь, Воробы, Межужол, Святое, Жеринское, Пикулик, Паусье, Оболь и др.) в кровле под голоценовыми осадками обнаружены линзы (до 0.9 м) болотного торфа, преимущественно гипнового, осоково-гипнового или сфагново-гипнового [219, 41, 81]. Судя по данным палеонтологических исследований озёрных и болотных отложений водоёмов палеоложбин [217, 81, 83, 84, 203, 88,], накопление слоёв происходило с ранне- и среднедриасового времени, а линз торфа – в аллерёде. Аллерёдский возраст торфа подтверждается и радиоуглеродной датировкой 10810 ± 100 лет назад (ТА – 135) в обнажении Студенец на юго-западном берегу оз. Нарочь [41].

Голоценовый горизонт. На поозерских отложениях палеоложбин Белорусского Поозерья локально встречаются аллювиальные, озёрные, болотные, склоновые, техногенные и другие аккумуляции голоценового горизонта. Аллювиальные осадки слагают высокую и низкую поймы Западной Двины, Вилии и их притоков [214, 20].

Озерные слои распространены в пределах котловин современных и исчезнувших озёр, а также на их нижних аккумулятивных террасах [217, 81, 88, 132]. Болотные торфяники тяготеют к бессточным заболоченным западинам, сплавинным берегам озёр и речным долинам на днище ложбин. Делювиально-пролювиальные накопления развиты вдоль склонов, в устьях многочисленных оврагов, секущих борта ложбин, где слагают небольшие шлейфы и конусы выноса. Техногенные образования характерны для мелиоративных и дорожных насыпей, отвалов карьерных и строительных грунтосмесей, свалок хозяйственно-бытовых отходов, мусора. Голоценовый горизонт полифациальных отложений имеет мощность не более 15 м и играет несущественную роль в строении палеоложбин. Он лишь несколько сглаживает их обособление в земном рельефе.

ВЫВОДЫ

В субчетвертичном рельефе области Белорусского Поозерья по морфологии выделяются региональные котловинные понижения-гляциодепрессии, троговые ложбины, ложбины-ванны, рытвины, ванны выдавливания и троговые ложбины, переуглубленные туннельными долинами и др. Палеоложбины разных типов сложно переплетаются, а местами расположены и обособленно.

В пределах Видзовского и Полоцко-Чашникского гляциодепрессионных понижений наблюдается субмеридиональная и радиальная упорядоченность палеоложбин, а также закономерное субширотное расположение и сочетание их разных морфологических типов. Наиболее крупные троговые палеоложбины и ложбины-ванны секут глубокие центральные участки и северные склоны региональных понижений. К югу от них в языковых ложбинах котловинного типа у дистальных склонов гляциодепрессий локализованы ванны выдавливания, включающие гляциодислокации на бортах. К низким южным краевым районам приурочены кань-онообразные рытвины. Они иногда унаследуют днища троговых палеоложбин.

Палеоложбины заполнены толщей четвертичных отложений в 2.5 – 4.5 раза более мощной, чем на соседних территориях. Главную роль в строении четвертичного покрова играют ледниковые горизонты, представленные преимущественно моренными и водноледниковыми отложениями среднего и верхнего плейстоцена. Доля межледниковых горизонтов невелика. Среди них в заполняющем комплексе палеоложбин палеоботаническое обоснование получили беловежский, александрийский и муравинский горизонты.

Наревский ледниковый горизонт имеет фрагментарное распространение у подошвы плейстоцена. Его создают маломощная основная морена, супра- и прогляциальные водноледниковые песчаные серии. Наревские слои выполняют разрозненные, сравнительно небольшие, но очень глубокие меридиональные троговые палеоложбины и ванны экзарации. Древнейшие палеоврезы приурочены к южным и реже северным районам региональных понижений, к разломам и узлам пересечения разломов.

Горизонт березинских моренных, конечно-моренных и субгляциальных флювиогляциальных отложений слагает низы основания и значительную часть разреза большинства палеоложбин субчетвертичной поверхности. По морфологии и структуре выделены экзарационные ложбины, ванны выдавливания, полигенетические ложбины и туннельные долины. Березинская генерация ложбин создаёт основную часть ледниковых переуглублений в поверхности дочетвертичного субстрата в пределах Видзовского и Полоцко-Чашникского понижений. Палеоложбины березинского возраста представлены более разнообразными морфогенетическими типами, отличаются широким развитием

туннельных долин и имеют закономерное пространственное сочетание и расположение различных типов на площади региональных понижений.

Наиболее существенная роль в заполнении палеоложбин принадлежит припятскому горизонту, представленному самыми мощными ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями днепровского и сожского стадийных подгоризонтов. Отложения днепровского подгоризонта полностью заполняют березинские ложбины. В поверхности днепровского подгоризонта региональных понижений отмечены широкие, выложенные, унаследованные и глубокие троговые ложбины экзарации, нередко на южных участках, – с локальными ваннами выдавливания. Врезанные в них и поверхность понижений основная морена, краевые морены напора и флювиогляциальные отложения выполняют комплекс сожских палеоложбин выдавливания, рывин водно-ледникового размыва, ложбин экзарации и полигенного происхождения. Особенности палеоложбин сожской стадии являются их расположение в составе погребённых краевых комплексов и преобладание среди них ложбин – ванн выдавливания, туннельных долин и полигенетических ложбин, связанных с проявлением процессов гляциотектоники и субгляциальной водно-ледниковой эрозии. Особого внимания в строении сожской толщи заслуживают мощные субгляциальные флювиогляциальные отложения, сложенные грубеющими книзу песками. Эти отложения выстилают многочисленные V-образные туннельные долины и каналы, которые по густоте развития, размерам и морфологической выраженности так эталонно не представлены ни в одном из ледниковых горизонтов.

Поозерский ледниковый горизонт относительно менее мощный, сглаживает верхнюю треть четвертичной толщи палеоложбин. Он существенно нивелирует контуры древних крупных палеоложбин и предопределяет обособление в земной поверхности на их территории менее рельефных и значительных ложбин самой молодой генерации.

Глава 4

МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ И ТИПЫ ПАЛЕОЛОЖБИН

ПРОЯВЛЕНИЕ ПАЛЕОЛОЖБИН В ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Основные черты рельефа области Белорусского Поозерья определяются чередованием низин, равнин, грядово-холмистого краевого ледникового рельефа и ложбин с озёрами. Общим для ледниковых ложбин является их положение в основной краевой зоне поозерского оледенения. Вопросы морфологии, строения и генезиса как отдельных ледниковых ложбин, так и связанных с ними различных форм рельефа

решались в ряде публикаций [218, 219, 221, 94, 185, 104, 105, 103, 136, 139, 137, 155, 156, 117, 119 и др.]. В данной главе освещены особенности расположения, морфологии и строения поозерских ложбин, рассмотрены соотношения их с более древними погребёнными ложбинами.

Ледниковые ложбины наиболее широко развиты в трёх поясах краевых форм рельефа: оршанском, витебском и brasлавском. А. В. Матвеевым [154, 152]. Указанные краевые комплексы отнесены к максимальной (оршанской) стадии развития последнего оледенения и постмаксимальным витебской фазе и brasлавской стадии повторных подвижек ледникового края. Расположение ложбин связано с секторально-радиальной структурой краевых комплексов (рис. 36 А). Плановый рисунок таких конечно-моренных поясов изменяется в проксимальном направлении.

Краевые формы рельефа максимальной (свирьской) фазы оршанской стадии протянулись вдоль южной границы Белорусского Поозерья. В этом комплексе выделяются три гляциоморфологических сектора, соответствующих краевым зонам основных потоков и лопастей: нарочанский, лукомльский и лучесский. Первый из них является морфологическим выражением Балтийского ледникового потока, второй – Чудского, третий – Ладожского [37, 38, 179, 198, 152]. Ледоразделы между ними проходят по Кубличскому и Белицкому межлопастным массивам. Характерными элементами секторов являются расположенные с севера Нарочанская водно-ледниковая, Сенненская моренная и Луческая озёрно-ледниковые равнины.

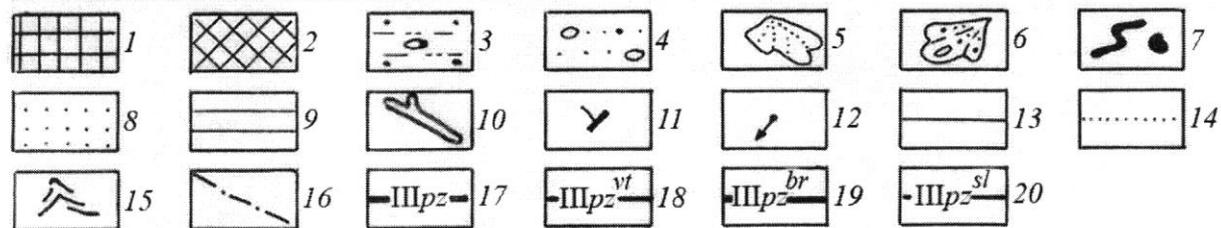


Рис. 36. Структура поозерских краевых ледниковых образований на территории Беларуси. А – карта распространения, Б – схема краевых комплексов. 1 – конечные морены оршанской стадии, 2 – конечно-моренные образования браславской стадии, 3 – основная морена, 4 – зандры, 5 – прогляциальные дельты, 6 – конусы выноса, 7 – озы и камы, 8 – лимногляциальные пески, 9 – ленточные глины, 10 – ледниковые ложбины, 11 – простираие гляциодислокаций и гляциоструктур, 12 – направление падения косых серий флювиогляциальных образований, 13 – границы отложений различного происхождения, 14 – границы фаций, 15 – гребневые линии конечных морен, 16 – гребневые линии ледораздельных форм; границы: 17 – поозерского оледенения, 18 – витебской фазы, 19 – браславской стадии, 20 – слободкинской фазы. Цифрами в кружках обозначены ложбины: 1 – Сорочанская, 2 – Свирьская, 3 – Глубельская, 4 – Спорицкая, 5 – Глубокская, 6 – Ушачская, 7 – Лепельская, 8 – Полсвижская, 9 – Чашникская, 10 – Селявская, 11 – Сенненская, 12 – Будовичская, 13 – Соро, 14 – Богинская, 15 – Браславская

Витебский фазильный комплекс краевого ледникового рельефа протянулся через всю центральную часть Поозерья вдоль южного края озёрно-ледниковых Дисненской, Полоцкой низин и Суражской равнины. В нём заметны три сектора, связанные с ледниковыми лопастями: дисненский, полоцкий и суражский. Ледоразделы между ними проходят, как сообщалось в предыдущей главе, по Ушачской и Городокской возвышенностям (рис. 36 Б).

Браславский пояс краевых образований выражен фрагментарно вдоль северной границы Беларуси. В нём прослежено две цепи фазильного рельефа. К важным особенностям пояса краевого рельефа браславской стадии относятся: наличие макроязыковых секторов (видзовского, миорского и др.), перестройка плановых очертаний и обособление большого количества языковых и микроязыковых краевых гирлянд в проксимальной фазильной цепи [156].

Ложбины отчётливо тяготеют к пониженным лопастным и языковым секторам и в гораздо меньшей степени встречаются на повышенных ледораздельных возвышенностях и массивах стадиальных и фазильных поясов. В пределах лопастных и языковых краевых комплексов они располагаются непосредственно в зоне конечных морен и проксимальнее их, на холмистых и плоских пологонаклонных к северу моренных и водно-ледниковых равнинах и низинах, в интервале абсолютных высот 130 – 200 м над уровнем моря. Ложбины встречаются в виде единичных форм, а во многих случаях выстраиваются в цепи протяжённостью до 55 км. В оршанском стадиальном комплексе по направлению с запада на восток выделяются Сорочанская, Свирьская, Глубельская, Лепельская, Селявская, Сенненская ложбины, в витебском поясе – Спорицкая, Воропаевская, Глубокская, Аутская, Ушачская, Будовичская и Соро ложбины, а на Браславской возвышенности – Богинская, Браславская, Слободская и другие (см. рис. 36 А).

Указанные ложбины протянулись против регионального уклона дневной поверхности от внутренних зон краевых комплексов вплоть до дистальной части. На площади Нарочанской равнины они субпараллельны и вытянуты с северо-запада на юго-восток. Однако в других секторах оршанской и браславской стадий доминируют и лучше выражены радиальные ложбины, направленные поперёк конечноморенных гряд. В

краевых комплексах продольные врезы нередко пересекаются с ледниковыми ложбинами, ориентированными к ним по нормали.

В плане у ложбин обычно вытянутая спрямлённая или слегка извилистая форма. Иногда отмечаются дугообразные, четковидные и древовидные ложбины с признаками слияния нескольких мелких рытвин в одну более крупную. Ложбины в Белорусском Поозерье начинаются у южных границ полей распространения озёрно-ледниковых или флювиогляциальных песчаных отложений внутренней пониженной зоны гляциодепрессий. В рельефе ложбины появляются постепенно и приобретают морфо-логическую выраженность на моренных равнинах. На территории конечно-моренных дуг ложбины имеют, как правило, четковидный или дискретный характер и отклонения от прямолинейности. Дистальные окончания врезов более чёткие. В случаях, когда ложбины «взбираются» со стороны гляциодепрессий на возвышенные участки, они ограничиваются напорными грядами и холмами. Другие переуглубления, которые прерывают поперёк водораздельные гряды, исчезают так же резко и сменяются флювиогляциальными конусами выноса и приледниковыми дельтами.

Большинство ледниковых ложбин имеют протяжённость от нескольких сот метров до 30 км. Они вытянуты чаще всего линейно друг за другом, согласно основному простиранию цепочки, прямолинейные или извилистые в плане. Отдельные рытвины в пределах одной крупной ложбины часто следуют субпараллельно друг другу. В дистальном направлении некоторые из них сближаются или сливаются (в древовидных ложбинах). Реже в продольных ложбинах встречаются поперечные ванны.

Относительный врез ледниковых ложбин в поозерские отложения неравномерный и изменяется от нескольких до 80 м. Продольный профиль их очень не выдержан. Обычно по тальвегу ложбин выделяются внутренние пороги, едва не достигающие бровки склонов и локальные углубления с относительным врезом до 55 м. Максимальные переуглубления находятся чаще в южной части ложбины. Ширина врезов изменяется от 0,2 – до 1 км. Поперечные профили глубоких ложбин ограничены крутыми (10 – 35%) склонами, местами ровными, иногда террасированными или холмистыми. На участках небольшой глубины склоны выполаживаются до 3 – 10°, постепенно сливаются с днищами.

Ледниковые ложбины сопровождают мелкие моренные холмы, напорные гряды, камоиды, гляциоинъективные гряды, камы, камовые террасы, озы, друмлиноиды, гляциокарстовые западины и котловины с озёрами. обстоятельный анализ озёрных котловин и других, связанных с ними форм рельефа, содержится в работах О. Ф. Якушко [218, 217]. В ложбинах находятся самые глубокие озёра Беларуси: оз. Долгое – 53 м, Ричи – 51 м, Гиньково – 43 м, Болдук – 39 м, Соро – 36 м, Сенно – 31 м.

Крупные ложбины поозерского рельефа унаследуют погребённые палеоложбины, выработанные на поверхности припятского горизонта. В случаях унаследования глубоких сожских палеоложбин, врезанных в поверхность дочетвертичных пород или более древних плейстоценовых отложений, они имеют относительно более низкое гипсометрическое положение днища, высокие крутые склоны и отчётливо обособляются в рельефе в виде крупных протяжённых ложбин. К таким относятся Спорицкая, Верхнедвинская, Чашникская, Будовичская, Соро, Лепельская и Сенненская ложбины. Заглубление ложбин в поверхность сожских палеоврезов наблюдается лишь на локальных участках краевых комплексов, где не превышает 17 – 30 м. Ложбины, выработанные в уже заполненных более древними четвертичными отложениями палеоврезам, неглубокие, с пологими склонами и проявляются менее отчётливо в рельефе.

Заплом-бированные древние палеоврезы в основании имеют Богинская, Браславская, Глубокская и Селявская ложбины. Среди современных форм реже встречаются не унаследованные от древних врезов ложбины. Они представлены в Сорочанской, Глубельской, Аутской ложбинах и в рельефе восточной части Белорусского Поозерья. Это неширокие, весьма глубокие (20 – 60 м) ложбины, выработанные только в поозерское оледенение. В целом поозерские ложбины имеют меньшие размеры по сравнению с погребёнными переуглублениями.

Несмотря на схожесть морфологии и упорядоченности ложбины различаются по геологическому строению и времени образования в разновозрастных комплексах краевых образований и даже в пределах отдельных цепей. С целью типизации, выяснения условий и процессов образования ложбинообразных врезов целесообразно описать более детально отдельные ложбины стадийных и фазийных зон краевого рельефа.

Ложбины оршанского краевого комплекса. В отношении места формирования и возраста ледника эти линейные отрицательные формы располагаются у южного края крупных нарочанской, лукомльской и луческой лопастей, достигавших максимальных размеров в оршанскую стадию поозерского оледенения. Обычно устья ложбин удалены на 15 – 35 км от внешней границы лопастных гляциодепрессий. Доминируют ложбины, у которых ширина и глубина непостоянные вдоль простирания и расширяются в дистальном направлении. Их длина колеблется между 2 и 13 км, а самые длинные – около 20 км. Глубина ложбин обычно от 5 до 25 м, некоторых – 50 м.

В пределах Нарочанской, Сенненской равнин и Чашникской низины большинство ложбин наклонены внутрь ледника (на север и северо-запад), падение составляет 1-2 м/км и почти 40-50 м относительно их дистальных окончаний. Подобный «подъём в гору» ложбин характерен также для других сегментов края Скандинавского и Лаврентийского ледниковых щитов [228, 262, 247]. Системы направлены перпендикулярно краю Нарочанского, Лукомльского и Луческого лопастных бассейнов. Здесь они связаны с радиальными и конечно-моренными грядами максимальной стадии (см. рис. 36).

Ложбины оршанского стадийного комплекса приурочены к сожским поверхностям с различным характером погребенного рельефа. В основании ложбин, сформировавшихся в краевой зоне Нарочанской и Луческой лопастей, отмечаются плоские понижения, часто ограничивающие приподнятые выступы. Они имеют вытянутую форму в плане, поперечник до 8 – 15 км, относительную глубину до 10 – 15 м. Кажется очевидным, что пространственное размещение, размеры и морфологический облик ложбин на Нарочанской и Луческой равнинах непосредственно не связаны с палеоложбинами. Иные соотношения выявлены на территории Лукомльской ледниковой лопасти, где ложбины – это выраженные в земном рельефе древние Лепелькая, Селявская и Сенненская палеоложбины. Размещение и морфология этих ископаемых врезов в значительной степени определили также обособление языковых конечно-моренных ансамблей (Лепельский, Селявский, Сенненский и др.) по периферии Лукомльской лопасти.

На Нарочанской равнине выделяются Сорочанская, Свирьская ложбины и Глубельская котловинная ложбина, названные по расположенным в их пределах озёрам Сорочанские, Свирь, Глубелька [217, 139]. Указанные ложбины развиты в вытянутых гляцио-депрессиях, сопровождающих или разделяющих Свирьскую, Константиновскую и Южно-Нарочанскую радиальные гряды [233]. Гляциодепрессии и размещающиеся в их

бортах радиальные морены протянулись от белорусско-литовской границы на юго-восток до оз. Свирь параллельно друг другу, а затем веерообразно расходятся и продолжают в южном, юго-восточном и восточном направлениях до границы Нарочанского лопастного бассейна [115]. Ложбины тяготеют к центральной части этого района, где межрядовые понижения максимально сужены и глубокие.

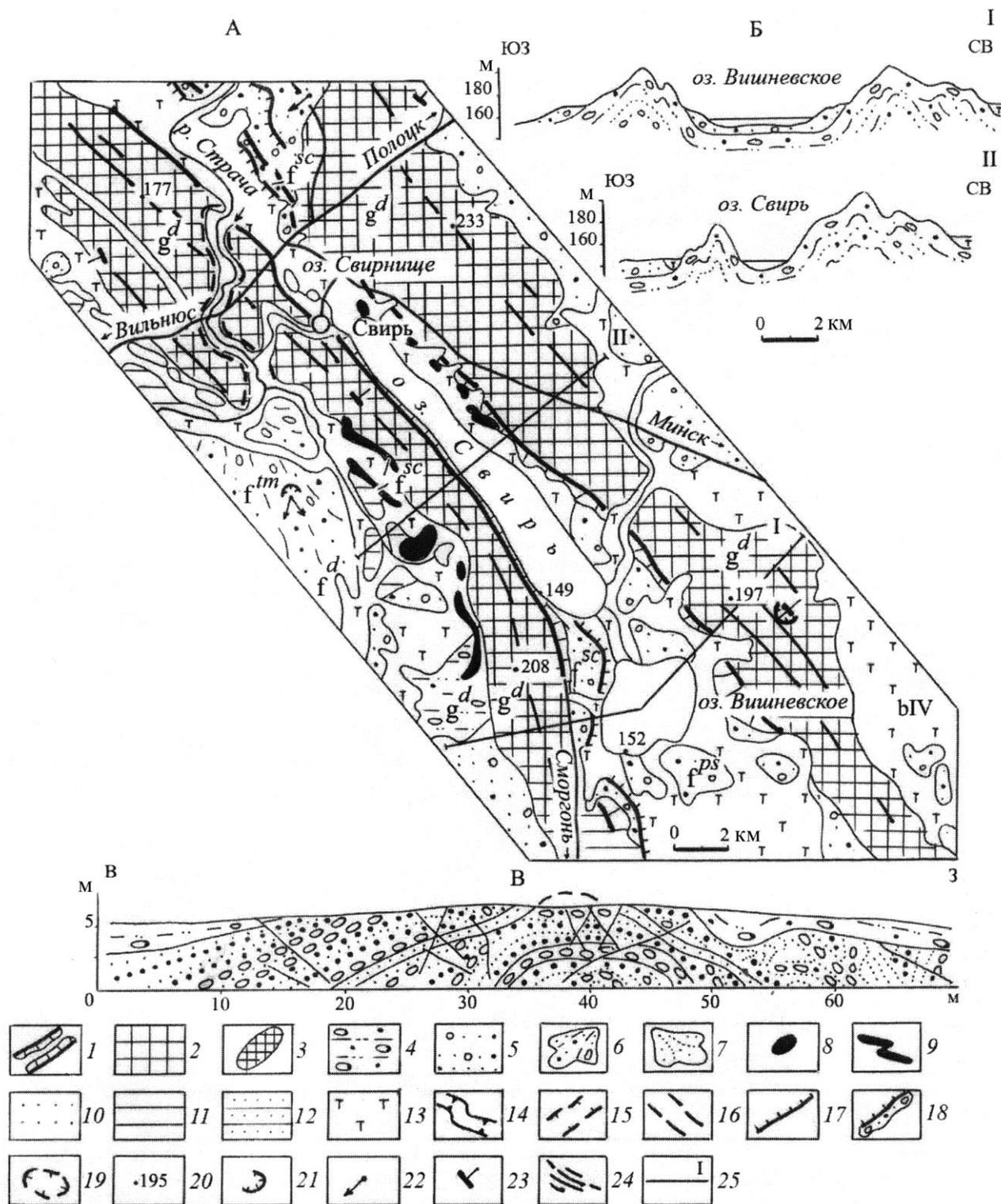


Рис. 37. Структура Свирьской ложбины: А – схема рельефа, Б – геолого-мор-фологические поперечные профили (I – II), В – разрез гребневой части Константиновской радиальной гряды у д. Тарасовичи Мядельского района. Условные обозначения: 1 – контуры ложбин; 2 – напорные морены; 3 – гляциоинъективные формы (друмлиноиды, камоиды); 4 – моренные равнины; 5 – зандры; 6 – флювиогляциальные конусы выноса; 7 – приледниковые дельты; 8 – камы; 9 – озы;

10 – песчаные пок-ровы, 11 – лимногляциальные равнины; 12 – участки, сложенные глинами и песками; 13 – торфяники; 14 – границы речных долин; 15 – долины стока талых ледниковых вод; 16 – сквозные долины; 17 – отвесные уступы; 18 – камовые террасы; 19 – гляци-окарстовые котловины и западины; 20 – абсолютные отметки; 21 – карьеры; 22 – падение косой слоистости; 23 – простираие гляциодислокаций; 24 – гребневые линии гряд; 25- линии и номера морфологических профилей

Свирьская ложбина расположена в гляциодепрессии, которая зани-мает осевое положение в Нарочанском лопастном бассейне, и является наиболее крупной. Протяжённость её составляет 36 км. В северо-запад-ной части она уже (до 1 км у г. п. Свирь), в юго-восточном направлении расширяется (до 4.5 км). Глубина вреза Свирьской ложбины в поверх-ность Нарочанской равнины составляет 40 – 50 м. Свирьская ложбина состоит из прямолинейно вытянутых ванн и котловин, разделённых пе-ремычками. На участке максимального сужения находится самая глубо-кая и протяжённая впадина с оз. Свирь. Она имеет пологовогнутое дно, крутизну склонов 12 – 15°, что придает ложбине корытообразный облик. На расширенных отрезках ванны и котловины выположены, заболоче-ны, заняты реками и протоками или озёрами Вишне-вское, Глухое, Свир-нище (рис. 37).

Вдоль боковых склонов рассматриваемой ложбины размещаются Сви-рьская и Константиновская гряды. На участках, сопровождающих котло-вину оз. Свирь, эти гряды достигают максимальных абсолютных отметок (198 – 232 м) и относительных высот (50 – 92 м), в юго-восточную и се-веро-западную стороны они снижаются. Свирьская ложбина и гряды в её бортах, как полагают Э. А. Левков и А. К. Карабанов [139, 104], имеют родственный генезис и служат результатом выдав-ливания субстрата у фронта крупной ледниковой лопасти. В этом выводе правильно объясняется парагенезис ложбины с напорными грядами, од-нако, по нашему мнению, они не являются краевыми образованиями.

Специальные полевые наблюдения выявили резкое преобладание в структуре гряд водно-ледниковых отложений; залегание с их поверхнос-ти основной морены; отчетливые текстуры течения и текстуры движения пород по плоскостям сколов, направленные от ложбины в противополо-жные стороны. В ядре гряд отмечаются крупные антиклинальные склад-ки инъективного типа. К ним со сторон прилегающей ложбины причле-нены складки течения или изгиба и чешуйчатые надвиги водно-леднико-вого материала и основной морены, воздымающиеся к вершинам гряд. Пачки песчаных и песчано-гравийных отложений в виде наклонных и лежачих складок, надвиговых пластин, перекрытые основной мореной, образуют серии мелких холмов и грядок на высоких участках склонов ложбины. У основания бортов эти образования нередко перекрыты флю-виогляциальным горизонтально- и косослоистым песчаным материалом. Эти отложения формируют здесь узкие фрагменты камовой террасы и единичные камы . Анализ морфологии и внутреннего строения описан-ных форм свидетельствует о радиальной природе Свирьской ложбины под потоком льда внутренней зоны Нарочанской лопасти за счёт дефор-мирования и отжатия пород субстрата в ослабленные зоны с соседними струями льда [115].

Сорочанская ложбина расположена в понижении Вилейской низины у юго-западного подножья Свирьской напорной гряды. Эта рытвина про-тянулась с северо-запада на юго-восток на 22 км. Две трети ложбины за-нимают Сорочанские озёра: Баранское, Клевей, Туравейское, Каймин-ское, Тумское, Голубино, Подкостелец, Губеза, Ёди, Губеза, Воробьи и др (рис. 38А).

В плане у неё слабоизвилистые очертания. Ложбина имеет в поперечнике от 0.2 до 1 км и постепенно расширяется в юго-восточном направлении. Глубина вреза в поверхность низины достигает 25 м на среднем отрезке и уменьшается до 10 – 7 м и менее на дистальном участке. На днище рывины размещаются линейные впадины с относительной глубиной до 21 м, занятые озёрами, и узкие межозёрные перемычки. Нередко перемычки заболочены, заняты мелкими остаточными озерцами с топкими берегами или протоками.

В поперечном сечении Сорочанская ложбина обычно имеет V-образный профиль, иногда на уплощённых перемычках – корытообразный. Крутизна склонов у неё составляет 12 – 55°. Склоны ложбины, как и её днище, весьма неровные. На восточном более высоком склоне встречаются террасы, береговые валы и пляж приледникового озера. Древнеозёрные террасы прослеживаются вдоль склона на абсолютных отметках 145 м (максимальный уровень водоёма), 142 и 138 м, имеют чётко выраженные морфологические элементы, ширину 25 – 60 м, относительную высоту 15, 12 и 8 м соответственно. Береговые валы попадают у д. Воробьи на площадке 12-метровой террасы. Длина их достигает 400 м, ширина – до 50 м, высота – до 2.2 м.

На большем протяжении Сорочанскую ложбину обваловывают камы и озы. Нередко эти формы встречаются среди заболоченного днища и образуют межозёрные перемычки и подводные поднятия. Высота холмов и гряд над днищем в пределах 8 – 10 м, иногда составляет 15 м. В боль-

Рис. 38. Структура Сорочанской туннельной долины: А – схема рельефа, Б – морфологические поперечные профили, В – косослоистые галечники и гравелистые пески прогляциальной дельты вблизи устья туннельной долины, Г- разрез склона прогляциальной дельты у д. Кривоносы Сморгонского района и структурные диаграммы полюсов плитчатости (1) и галек (2) из морены. Условные обозначения см. на рис. 37

шинстве случаев озовые грядки имеют узкие выпуклые гребни и волнистый продольный профиль (рис. 39). У форм, которые размещаются на бортах ложбины, наблюдается асимметрия. Внешние склоны имеют наклон до $15 - 20^\circ$ и высоту 6 - 8 м над поверхностью прилегающей низины. Внутренние склоны, обращённые к ложбине, более крутые (до $45 - 55^\circ$) и высокие (до 15 м). Иногда их нижняя десятиметровая зона представляет собой склон пассивного ледникового контакта. Реже в нижней половине склонов встречаются фрагменты камовой террасы (на западном борту напротив д. Ёди) шириной до 10 м и высотой 5 м над днищем ложбины. Вдоль озёрных котловин повсеместно размещаются озёрные нижняя (0.5 м) и верхняя (1.5 м) террасы.

На наиболее низком участке Сорочанскую ложбину пересекает долина р. Страча. Русло реки делает коленообразный изгиб, обращённый выпуклостью к югу, а также сильно меандрирует. Долина расширяется до 0.5 км, в ней представлены низкая и высокая поймы. Последняя занимает почти всю долину, сливается с верхней озёрной террасой оз. Воробьи и сильно заболочена. Ближе к руслу на её поверхности встречаются старицы, затоки и прирусловые валы.

Характерной особенностью Сорочанской рывины является крупный дельтовый массив каплевидной формы на её дистальном конце. Эта сложная дельта имеет протяжённость до 9 км, в поперечнике – 7 км. В отношении места формирования она расположена в месте сочленения ложбины с Вилейским приледниковым водоёмом. Дельта характеризуется повышенной приустьевой (северной) частью с относительными превышениями 29 – 37 м и наличием вытянутых пологих холмов, грив и эрозионных ложбин, располагающихся веерообразно (см. рис. 38А).

Сорочанская ложбина врезана в водно-ледниковые отложения и местами заглубляется в сожскую морену. В её заполнении участвуют преимущественно флювиогляциальные и моренные образования с покровом лимногляциальных пород. Основание ложбины выполнено из переслаивающихся крупно – и разнотернистых песков, песчано-гравийно-галечного материала субгляциального потоково-ледникового происхождения. У дистального окончания ложбины эти отложения соединяются с дельтовыми аккумуляциями. Доминирующей фацией дельтовых образований являются диагонально-слоистые пачки песчаного и грубообломочного материала [104]. Элементы залегания диагональных слоёв показаны на рис. 37В. Мощность всей пачки дельтовых образований достигает 37 м. Особенности структуры дельты служат укрупнение обломочного материала вниз по разрезу и к основанию диагональных слоёв, преобладание в проксимальной самой высокой части дельты хорошо отсортированного и окатанного галечного и галечно-валунного материала с валунами до 1 м, реже – более 2 м и др.



Рис. 39. Озовая гряда, обваловывающая котловину оз. Кайминское в окрестностях д. Горная Каймина Островецкого района

Субгляциальные флювиогляциальные отложения в пределах рытвины перекрываются мореной мощностью до 3 м. Морена представлена грубыми супесями с текстурами послойно-пластического течения по всему слою. Контакт морены и песков резкий и субгоризонтальный. Детальный структурный анализ плитчатости и галек из морены в карьере у д. Криво-носы позволил выявить отчетливо выраженные максимумы ориентировки (рис. 37Г). Максимум линейных элементов имеет координаты: азимут падения 86° . Угол падения 20° . Для максимума полюсов плитчатости свойственен $Az. 71^\circ < 20^\circ$. Присутствие отчетливо выраженных максимумов линейности и полюсов плоскостных элементов, совпадение в целом направления падения длинной оси галек с направлением падения плитчатости, расценивается доказательством того, что слой ледниковых отложений является основной мореной, образовавшийся в условиях дифференцированного пластического движения льда, происходившего с востока-северо-востока. Основная морена заглубляется в Сорочанскую ложбину на 35 – 40 м.

На поверхность основной морены насажены водно-ледниковые отложения. Флювиогляциальные пески с косой и горизонтальной слоистостью принимают участие в строении ядра озов и камов на склонах и перемычках ложбины. В карьерах, расположенных на озах и камах у дд. Малые Туровые, Подлипые, Пашкуны, Малая Страча и других, видно, что слои наклонены преимущественно на юго-запад согласно простиранию форм (Az. $90^\circ - 153^\circ$) под углами $7 - 15^\circ$. Местами на склонах они осложнены сколами и малоамплитудными отсадками. В кровле всех основных форм рельефа Сорочанской ложбины лежат лимногляциальные породы. На пониженном центральном её участке днище, борта и вершины озов и камов перекрывают ленточные глины и тонкие супеси. В отдельных местах на перемычках днища и у подножий склонов (у д. Ёди) они целиком слагают лимнокамы и камовую террасу. Высокие участки склонов ложбины и прилегающей Вилейской низины перекрывают тонкие и мелкие горизонтально слоистые

пески мелководной фации. Они слагают также озёрно-ледниковые террасы на восточном склоне ложбины. Расположенные здесь древнеозёрные приустьевые валы и пляж состоят из глинистых разнородных песков с включением большого количества гравия и гальки.

Изложенные данные об особенностях локализации, морфологии и геологического строения Сорочанской ложбины не позволяют отнести её к экзарационным рытвинам, как представлялось до сих пор, а свидетельствуют об субгляциальной водно-эрозионной природе, свойственной туниельным долинам [248].

Глубельская котловинная ложбина расположена на территории ландшафтного заказника «Голубые озёра» на северо-западе Мядельского района. Существуют два различных представления о природе этой уникальной ложбины с озёрными котловинами, грядами и холмами. Согласно первой концепции отрицательные формы здесь, занятые озёрами, прудами и болотами, являются экзарационными ложбинами и эвразионными рытвинами, которые чередуются с озами и камами [217, 155]. Основная идея другого представления заключается в том, что отрицательные элементы Глубельского комплекса являются ложбинами ледникового выдавливания, а положительные элементы образованы скибовыми гляциодислокациями [139]. В ходе полевых исследований были получены новые фактические данные о структуре и природе этого участка Белорусского Поозерья.

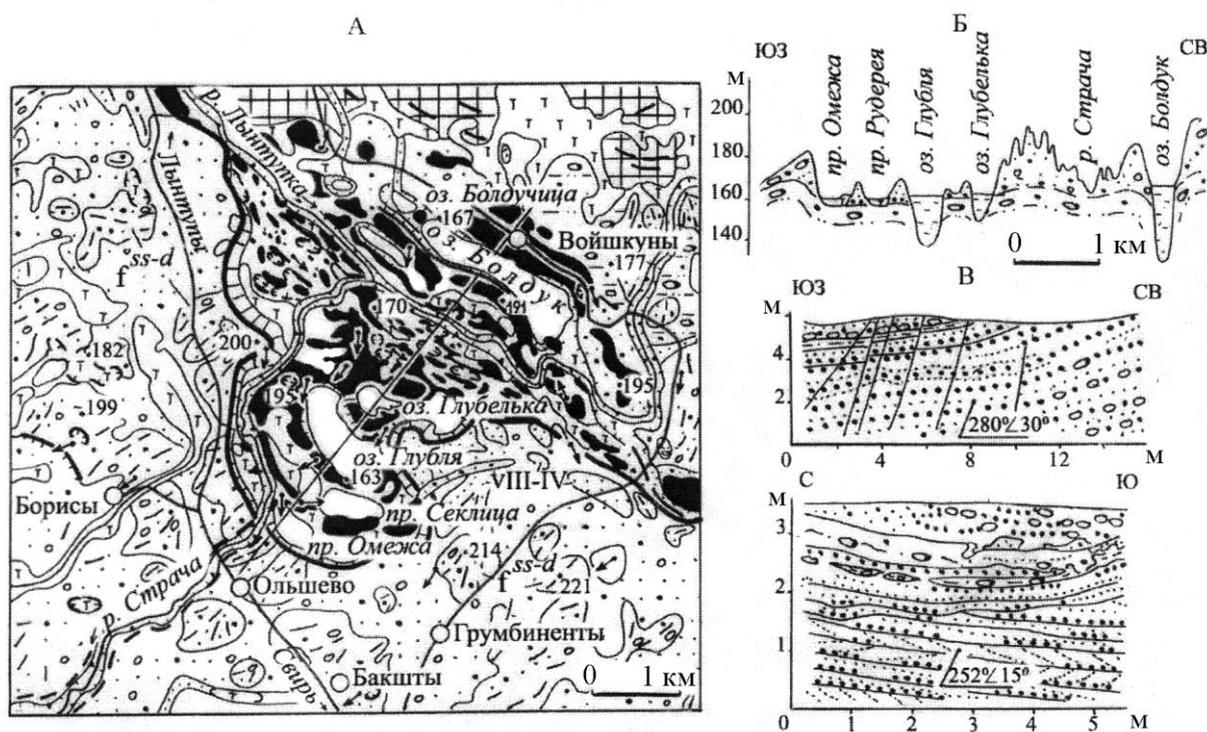


Рис. 40. Расположение и строение Глубельской ложбины: А – схема рельефа, Б – морфологический профиль по линии дд. Войшкуны – Ольшево, В – разрезы отложений супрагляциальных конусов выноса у дд. Борисы и Бакшты Мядельского района

Формы рельефа в заказнике занимают котловинную ложбину, сформировавшуюся в краевой зоне Глубельского выводного языка [139]. Ложбина внедряется вглубь Константиновской гряды до её центральной части, с северо-востока замыкается Свенцянскими краевыми грядами. Рельеф Константиновской гряды вдоль бортов лож-

бины холмисто-увалистый с абсолютными отметками холмов 190 – 221 м. Холмы имеют вытянутую к юго-западу форму, до 0.6 км в ширину и 1 км в длину, относительную высоту до 20 м, пологовыпуклые вершины и склоны крутизной до 12°. Днище Глубельской ложбины имеет пологий наклон в юго-западном направлении, падение составляет 2 м/км. Её дли-на 4.5 км, ширина – 1.7 – 3.2 км. Внешний фронт ложбины отделен от Константиновской гряды резким склоном высотой 20 – 30 м и крутизной до 25 – 30°. Территорию ложбины пересекает в юго-западном направле-нии долина р. Страча. Врезаясь в Константиновскую гряду, она приобре-тает характер сквозной долины .

На днище Глубельской ложбины развита серия холмов, гряд и разде-ляющих их ледниковых ванн, котловин, озёрных впадин и т.д. Отрицате-льные и положительные формы этой структуры выстраиваются в дуги и линейные цепи, сложно сочетающиеся друг с другом и в основном попе-речные по отношению к морфологической оси ложбины (рис. 40 А). Большая часть ледниковых котловин и ванн, представленных на данной площади, неглубокие, плоскодонные, заняты низинными и верховыми болотами. Относительно бровки склона их днища находятся на глубинах до 25 м. Отдельные западины лежат выше площадки склона. Неглубокие ванны и котловины включают Ольшевские рыбоводческие пруды, мел-кие впадины оз.Ильшня, Карасик, Окунёк, Глухое и фрагменты долин р. Страча и её притока р. Лынтупка. Реже встречаются глубокие ложби-ны-ванны (северо-восточная и центральная части языка). Они имеют глубины до 45 – 50 м, довольно крутые склоны, корытообразное неров-ное дно с углублениями и перемычками. Наиболее опущенные части таких ванн занимают озёра



Болдук, Глубля, Глубелька и др (рис. 41).

Рис. 41. Ложбина-ванна с оз. Болдук и озовыми грядами на бортах в окрестностях д. Стончуки Поставского района

Гряды и продолговатые холмы, обрамляющие ванны и западины, высотой до 7 – 26 м, с пологовыпуклыми волнистыми гребнями и склонами до 10 – 12°. В центральной части Глубельской ложбины они сливаются в единую мощную гряду, которая протягивается вдоль западных склонов ванн и котловин оз. Глубелька, Глубля и пруда Рудерея в направлении сквозной долины р. Страча. Высота гряды – до 35 м, углы наклонов склонов до 40°. Гребень гряды извилистый с перепадами высот до 15 м. На вершине встречаются термокарстовые западины глубиной до 5 м.

Внутреннее строение гряд, холмов и склонов изучалось в шурфах (более 30) и природных обнажениях, расположенных на их различных морфологических элементах, а также в карьерах у дд. Войшкуны, Бакшты, Борисы и др. В их строении принимают участие преимущественно песчаные и песчано-гравийные отложения. В пределах разных участков Глубельской ложбины в многочисленных горных выемках вскрыта схожая последовательность залегания слоёв (сверху – вниз): 1 – эоловые тонко-зернистые пески в виде покрывки (0.5 – 1.0 м), 2 - флювиогляциальный грубозернистый песок или песчано-гравийно-галечный материал с большим количеством мелких валунов (0.5 – 0.7 м), 3 – песок флювиогляциальный разнозернистый, косослоистый с прослоями и линзами песчано-гравийных отложений, слагающий основной объём положительных форм. Замеры слоистости показывают, что косые серии песчаных и песчано-гравийных отложений из слоя 3 в целом наклонены к юго-западу, в сторону Страчанской сквозной долины. Наблюдения за морфологией и строением гряд и холмов позволяют нам придерживаться позиции О. Ф. Якушко [217], А. В. Матвеева и др. [155] о том, что такие формы являются озами и камами. Иногда на вершинах озовых гряд встречаются озёрно-ледниковые шоколадные глины (у хут. Болдуки) или ленточные алевролиты с карбонатными конкрециями (у д. Стончуки). В нижних частях склонов Глубельской ложбины и Болдукской ванны песчаные отложения образуют камовые террасы высотой до 8 – 10 м и шириной до 50 м. На склонах локально встречаются невыдержанный по простиранию слой моренной супеси, рыхлой, комковатой, с текстурами оползания, сильно опесчаненной, напоминающего абляционную морену. Вдоль озёрных котловин развиты аккумулятивные террасы высотой до 1 – 3 м.

Холмисто-увалистые формы, расположенные возле Глубельской ложбины – это супрагляциальные флювиогляциальные конусы выноса и камы из песка и песчано-гравийно-галечных пород. Пачки косослоистых песков падают по азимуту 252 – 280° и углами 15 – 30° и замещают в дистальном направлении камово-озовые образования Глубельской ложбины. В толще супрагляциальных отложений содержатся сколы, сверху иногда попадаются линзы абляционной морены (рис. 40 В). Местами поверхность флювиогляциальных покровов перевеяна и осложнена эоловыми буграми, их массивами и дефляционными котловинами.

По своему генезису отрицательные формы в пределах Глубельской ложбины весьма различные. Глубокие ложбины-ванны – Болдукская, Глубельская и другие образовались в результате процессов выдавливания одновременно с формированием Константиновской гряды. На это указывает совпадение простирания этих врезов с грядой гляциоструктурной природы. Сама Глубельская ложбина с комплексом неглубоких западин, озовых гряд и камовых холмов могла возникнуть позднее при выдвигании Глубельского языка в пределы Константиновской гряды, которая, как полагают [139], была перекрытой тогда маломощным мёртвым льдом. Подвижка языка сопровождалась выпахиванием ложа.

Неглубокие котловины и западины обособились, по-видимому, в результате неравномерной супрагляциальной водно-ледниковой аккумуляции.

На центральном участке Белорусского Поозерья (Сенненской равнине и Чашникской низине) в рельефе оршанских краевых образований обособляются Селявская, Лепельская и Сенненская ложбины. Они приурочены к языковым бассейнам и пониженным районам дуг конечно-моренных гряд и холмов. Дистальными выпуклыми частями дуг повернуты к югу, юго-западу и юго-востоку и выдвинуты на 12 – 35 км от своих боковых окончаний. Эти районы представляют собой фронтальные участки Селявского, Лепельского и Сенненского языков крупной Лукомльской лопасти (см. рис. 36 Б).

Селявская ложбина входит в состав Селявского языкового комплекса. Ширина Селявского языка составляет 20 – 25 км. Его протяжённость достигает 35 км. Своеобразие рельефа определяют конечно-моренные дуги, которые чередуются вкrest своему простираению с пониженными участками равнинногорельефа. Дистальный край языка обрамляет Про-щицкая гряда. Внутренние дуги отмечаются холмистым и грядово-холмистым рельефом у дд. Колодница, Худово (Колодницкая гряда) и дд. Черей, Хольневици (Черейская дуга). Они имеют ширину около 1 – 4 км. Относительные превышения конечно-моренных форм над равнинными участками языкового бассейна – 11 – 46 м. К внутренней стороне конечно-моренных дуг примыкают ложбинные озёра Худовец, Радомля, Черейское и долины р. Ракировка и многочисленных ручьёв.

Селявская ложбина занимает осевое положение в этом языковом комплексе, протягивается с севера на юг и пререзает вкrest указанные цепи конечно-моренных грядок и холмов. В северной части она включает мел-

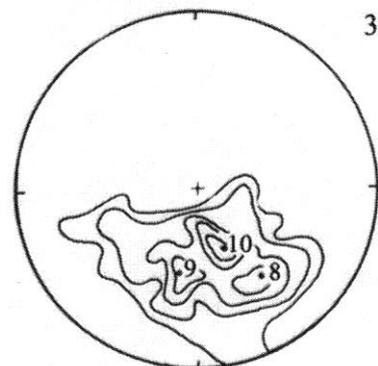
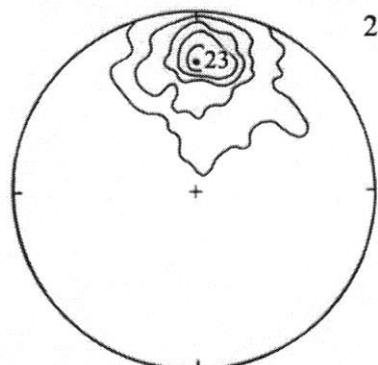
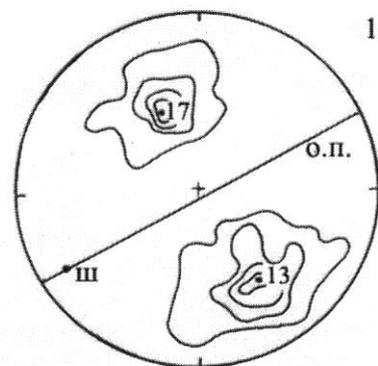
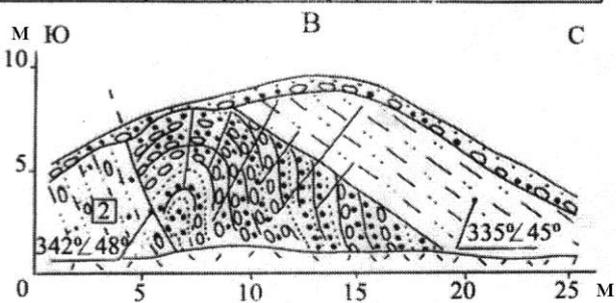
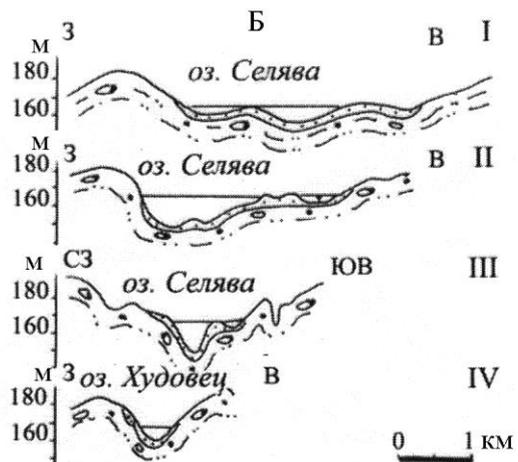
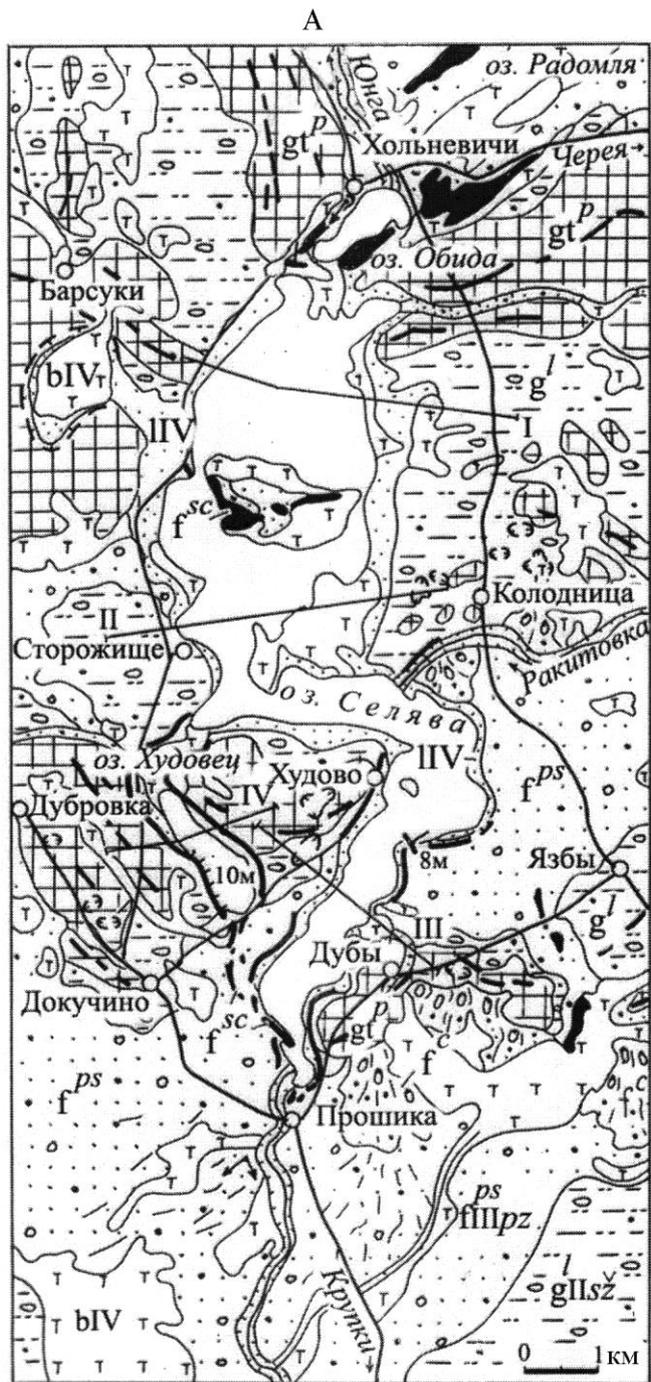


Рис. 42. Строение Селявской ложбины: А – схема рельефа, Б – морфологические поперечные профили (I – IV), В – поперечный разрез конечно-моренного холма у д. Черее Чашникского района и структурные диаграммы полюсов слоистости антиклинальной складки (1), плоскостных элементов (2) и линейных элементов (3) из над-виговой чешуи основной морены

ководную котловину оз. Обида. Котловина оз. Обида имеет ширину около 0.2 – 0.7 км, длину 1.5 км, глубину до 12 м и обрамлена с южной стороны Черейской грядой. Самую крупную из ванн занимает оз. Селява. Она соединяется протокой с котловиной оз. Обида и прослеживается до внешней границы Прошицкой гряды. У оз. Селява ширина колеблется в пределах 0.2 – 3 км, а протяжённость составляет 15 км. Его глубина достигает 17 м (рис. 42 А). Очертания и морфология дна озера свидетельствуют, что оно занимает не одну, а три – четыре более мелких коленаобразно причленяющихся друг к другу продольных и поперечных ложбин-ванн, разделённые поднятиями дна, островами и полуостровами. В северной части озёрные ванны округлые и мелководные с пологими склонами. В центральной и южной частях озера развиты ложбины-ванны другого типа – спрямлённые и сравнительно глубокие. Они отличаются более высокими (8 – 10 м) бортами с крутизной от 12° до почти отвесных. Глубина ложбин-ванн с учётом впадин на их дне составляет 24 – 27 м. У этих ложбин ширина имеет величину 1.2 – 0.3 км, а поперечный профиль близок к корытообразному. К западу от продольно вытянутого оз. Селява находится оз. Худовец. Оно занимает субмеридиональную рывтвину шириной 0.4 – 0.7 км и глубиной до 5 м, обрамлённую холмами высотой 9 – 23 м и соединяющуюся на севере с Селявской ложбиной (рис. 42 Б).

Рельеф краевых дуг, пересекаемых Селявской ложбиной, образуют холмы, грядки, межхолмные западины, конусы выноса и др. Наиболее характерными являются холмы. В плане они слабо вытянуты вдоль дуг, реже изометричны. Их высота до 25 м, ширина – 50 – 80 м, протяжённость – до 150 м. Склоны холмов крутые (15 – 35°), причём нередко проксимальные склоны круче дистальных. Холмы обнаруживают признаки, свойственные напорным конечным моренам. Они построены из дислоцированных флювиогляциальных, моренных и лимногляциальных пород. Эти породы чаще всего собраны в скибы или смяты в складки.

Детальное изучение скибовых гляциодислокаций, формирующих холмы, было выполнено в карьерах у д. Черее Чашникского района и д. Большие Хольневицы Крупского района. В поперечном разрезе холма у д. Черее вскрываются две надвиговых скибы мощностью около 8 м. В основании скиб залегают пески и алевроиты, а сверху – моренные супеси. Надвиговые плоскости скиб наклонены по азимуту 335 – 342° под углами 45 – 48°. Слои верхней скибы вдоль плоскости надвига с нижележащей скибой изогнуты в виде антиклинальной складки. Смятые слои характеризуются выдержанной мощностью, в ядре они разбиты системой веерообразных трещин растяжения (рис. 42 В). Судя по этим признакам, антиклиналь является гляциодинамической складкой продольного изгиба [1, 87].

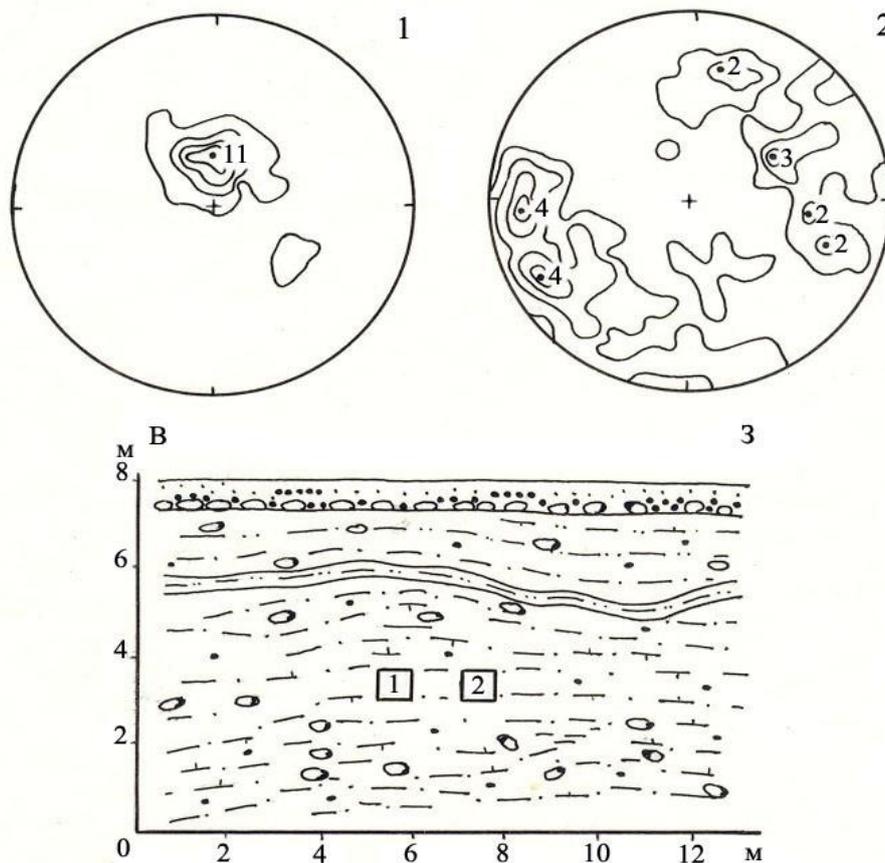
Стереографическим анализом слоистости были реконструированы морфология и пространственное положение этой структуры. Распределение полюсов слоистости по дуге большого круга и почти симметричное расположение их максимумов относительно точек пересечения дуги с внешним кругом диаграммы свидетельствуют, что складка относится к прямым цилиндрического типа. Ось структуры простирается по азимуту СВ 66° - ЮЗ 242°, а ее шарнир наклонен к юго-западу под углом 12°. В отложениях северозападного крыла складки максимум плотности с большими значениями (17 %), фиксирует основное направление деформации и имеет азимут 335° и угол 40°. На

структурной диаграмме основной морены из нижней чешуи плитчатость имеет азимут 0° под углом 20° , линейность – азимут 337° , угол 51° . На дистальном склоне ложбины оз. Обида у д. Большие Хольневици плоскостные и линейные элементы дислоцированной морены ориентированы по азимуту 342° и углом 21° и азимутом 313° под углом 20° соответственно. Приведенные данные свидетельствуют о направлении перемещения материала из ложбин на краевые дуги.

Боковые склоны ложбин в основном формируют моренные и песчаные образования. Морена выходит на поверхность чаще всего в пределах по-вышенных равнин по обе стороны от северного участка Селявской ложбины. На южном участке она заглубляется в палеоложбину и обнажается только в цоколе высоких обрывов на восточном берегу. Морена представлена красно-бурым суглинком, массивным, комковатой и плитчатой текстуры. На борту озёрной котловины в морене содержатся линзы и прослои алевролита мощностью до 10 см.

В обрыве мыса восточного побережья оз. Селява у д. Дубы в морене имеется свойственная гляциотектонитам упорядоченность плиток и галек. Полюса плитчатости имеют один четкий максимум плотности с координатами: наклон 31° по азимуту 0° (рис. 43). Линейные элементы характеризуются двумя максимумами с близкими (4 и 3 %) значениями плотности. Они отражают ориентировку линейности гляциотектонита и перпендикулярны азимуту падения по плитчатости. По мнению О. П. Аболтиньша [1], такое явление может объясняться разворачиванием удлиненных обломков в процессе пластических деформаций моренона-сыщенного льда и их перемещением в плоскостях скольжения путем вращения вокруг своей длинной оси. Судя по структурной диаграмме полюсов плитчатости (максимум 11 %), лед перемещался из расширенной северной части Селявской ложбины на юг.

На морене вдоль берегов ложбины часто выступают пески. На ряде участков они выходят на водоразделы, образуя в рельефе конусы, террасы и озовые гряды. Конусы выноса развиты на равнинах у подножий Колодницкой и Прошикской конечно-моренных дуг. Эти формы образуют песчаные берега южной части Селявской ложбины и песчаную оторочку западного склона ложбины оз. Худолец. У дистального окончания Селявской ложбины радиус конуса выноса веерообразно расширяется в дистальном направлении. Слагающие его галечно-валунные скопления («каменки») сменяют по вееру разноса слои отсортированных песков разной крупности. Наклон слоистости осуществляется по азимуту $135 - 217^\circ$ и углами $8 - 12^\circ$.



Плитчатый суглинок основной морены с прослоем озерно-ледникового алеврита в обрыве восточного берега оз. Селява у д. Дубы Крупского рай-она и структурные диаграммы полюсов плитчатости (1) и линейных элементов (2)

Озовые гряды встречаются на обеих склонах ложбины оз. Обида, на днище северной части оз. Селява в виде острова Выспа и в районе между оз. Селява и оз. Худовец. Длина озовых гряд 0.2 – 22 км, ширина от 50 до 300 м при относительной высоте около 9 – 16 м. Наиболее крупная система озовых гряд длиной 3.2 км протягивается от ложбины оз. Худовец в направлении дистального окончания Селявской ложбины по западному и южному ее берегам. Вблизи оз. Худовец эта группа состоит из 2 – 5 сложно переплетающихся между собой узких и высоких озов и глубоких крутосклонных (до 35°) западин и котловин, сливающихся к югу в линейную цепочку. Озы, расположенные вдоль склонов ложбины оз. Обида, сложены светло-жёлтыми тонко- и мелкозернистыми отсортированными песками с линзовидной текстурой и косою слоистостью в линзах. В пределах наиболее протяжённых озов к югу от оз. Худовец преобладают разнотернистые косослоистые пески с включением гравия, гальки и единичных мелких валунов на поверхности. На южном берегу оз. Худовец толща оза дислоцирована ледником и наклонена по азимуту 280 – 320° и углом 28 – 30° в направлении ложбины. Для ненарушенных наслоений водно-ледниковых песков характерны наклоны в дистальном направлении.

Озёрные берега во многих местах осложнены песчаными террасами на высоте 3 и 1.5 м над урезом воды, шириной до 1 км, иногда с песчно-гравийными валами и заторфованными понижениями.

Изложенное показывает, что большая часть ванн Селявской ложбины представляет собой ванны ледникового выдавливания и экзарации. Более сложную природу имеет, по-видимому, ложбина оз. Худовец, которая могла возникнуть при отжатию материала у фронта языка, а затем преобразоваться субгляциальной водной эрозией.

Лепельская ложбина расположена в районе г. Лепель Витебской области. Она приурочена к Лепельскому языковому комплексу оршанской стадии поозерского ледника. Ось языка направлена с северо-востока на юго-запад. Внутреннюю часть этой структуры занимает уплощённое понижение с абсолютными отметками 142 – 170 м. Его поверхность постепенно понижается в юго-западном направлении. Дно наиболее пониженной части языковой депрессии (до абсолютной отметки 161 м) выполнено озёрно-ледниковыми отложениями, а повышенной – зандровыми аккумуляциями. Ширина лобовой части Лепельского языка составляет около 6 км, расширяясь в проксимальную сторону до 20 – 22 км. Протяжённость достигает 20 км. Относительное превышение конечно-моренного обрамления над пониженной частью языкового бассейна – не менее 36 – 60 м (рис. 44 А).

В осевой части конечно-моренной дуги у г. Лепель наблюдается разрыв (брама, по терминологии Э. А. Левкова [134]). Она выражена ложбиной глубиной 25 м и 1.5 км в поперечнике, расширяющейся к юго-западу и через которую течет р. Эсса.

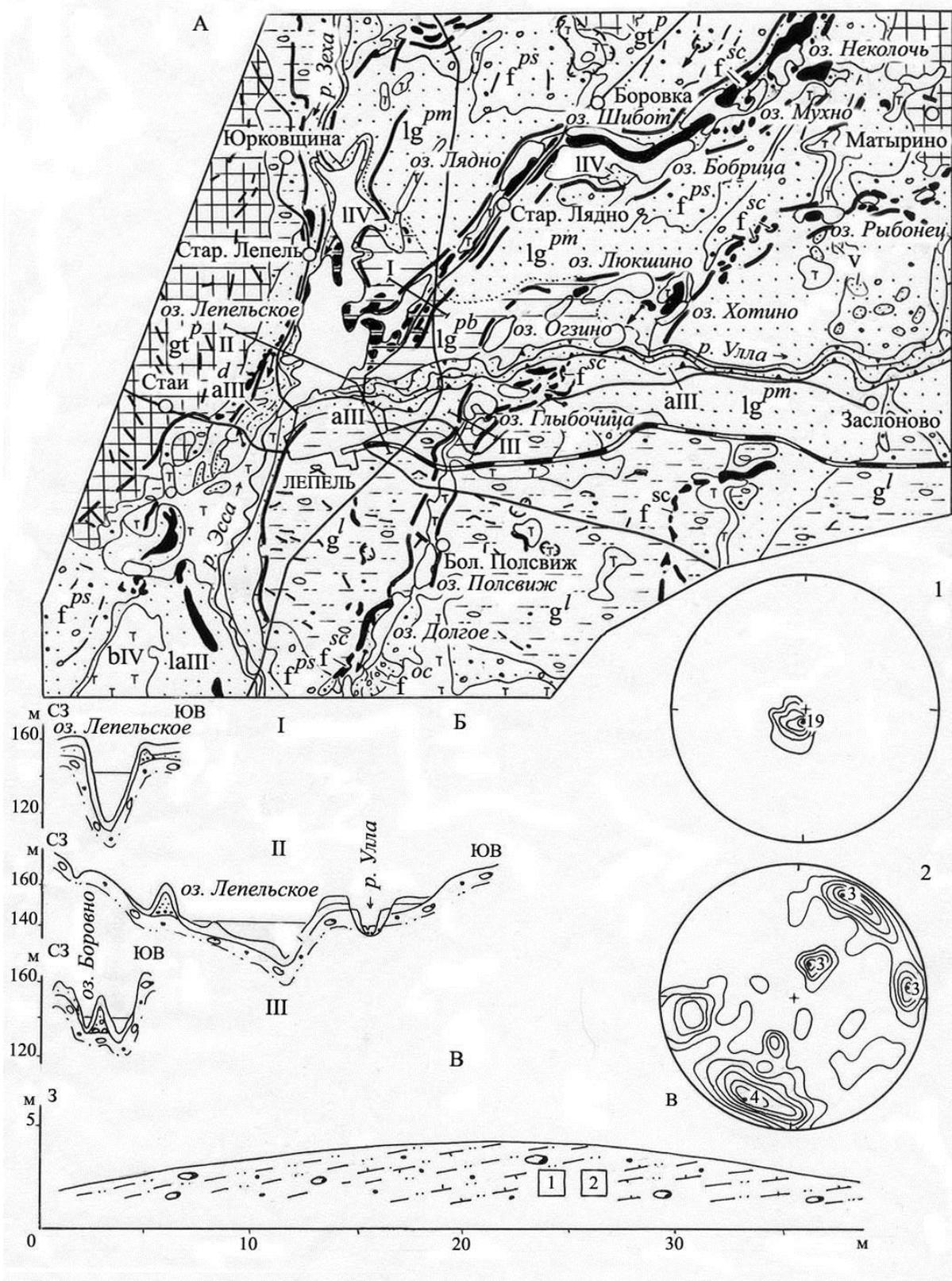


Рис. 44. Структура Лепельской системы ложбин: А – схема рельефа, Б – морфологические поперечные профили, В – поперечный разрез моренного холма на днище Полсвижской ложбины у д. Большой Полсвиж Лепельского района и структурные диаграммы плоскостных (1) и линейных (2) элементов

Рельеф конечно-моренной дуги преимущественно холмистый, состоит из продолговатых и изометричных холмов и их цепочек, разобщенных понижениями, часто заболоченными. Высота холмов до 20 м, длина обычно 60 – 250 м, ширина 30–150 м, углы наклона склонов до 15°.

Полевые данные свидетельствуют о разнообразном внутреннем строении краевых форм. Чаще попадаются их разновидности, сложенные основной мореной или деформированными алевритовыми, песчаными и песчано-гравийными отложениями с моренной покрывкой (у дд. Стаи, Жерствяники, Большой Полсвиж и др.). Замеры структурных элементов основной морены в карьерах показывают, что наклоны плиток и надвиговых тел осуществляются в проксимальном направлении.

Простираение конечно-моренной дуги подчеркивается оз. Лепельское и долинами рр. Зеха и Улла, образующими дуговидную цепь вдоль края Лепельского языка. Такое соотношение характерно ложбинам выдавливания и причлененным к ним гляциоструктурам скибового типа и напорным краевым формам. Самую пониженную часть языковой депрессии занимает озеро Лепельское. Котловина его вытянута с севера на юг, имеет острова, полуострова и заливы, глубоко выступающие в затопленные прибрежные понижения. Очертания берегов и батиметрия дна озера свидетельствуют, что оно заполняет не одну, а две сливающихся друг с другом ложбины, разделённые крупным полуостровом на его восточном берегу (рис. 44 Б). Для озера характерны расширение (до 2,3 км) к югу и корытообразная форма котловины, борта до 16 м высоты и значительные глубины (до 19 – 26 м) вдоль ложбин на его дне [12, 32].

На боковых участках языковой гляциодепрессии ложбины дренируются неглубокими (до 15 м) относительно узкими (0.1 – 1 км) долинами рр. Зеха, Улла, в которых развиты поймы и фрагментарно – первая над-пойменная терраса.

Во внутренней части языковой гляциодепрессии развиты субгляциальные туннельные долины – Заборовская, Бобрицкая и Полсвижская. Они протянулись с северо-востока в юго-западном направлении почти на 23 – 26 км. В пределах оз. Лепельское Заборовская и Бобрицкая туннельные долины сливаются в одну рывтвию, следующую через браму до внешней границы краевой холмистой дуги. Восточнее Лепеля холмистую дугу пересекает Полсвижская туннельная долина. На дистальных окончаниях этих рывтвин расположены конусы выноса. Рывтвины извилистые, некоторые из них ветвятся. Они изменяются в ширину от 0.2 до 1.5 км, в среднем около 0.6 км. Их глубина с учетом толщины озерной воды достигает 42 м, наиболее часто – 12 – 14 км.

Склоны туннельных долин прямые крутизной обычно до 15°, местами – обрывистые. Поперечный профиль у врезов корытообразный, на суженных участках – V-подобный.

Днища рывтвин неровные, содержат цепочки вытянутых рывтвинных озёр, заболоченные понижения, озы, камы и другие формы. Озёрные котловины часто соединены между собой протоками и повторяют извилистые контуры рывтвин. Они имеют ширину обычно до 300 м, протяжённость от 0.3 до 4 км и глубину до 23 м (рис. 45).



Рис. 45. Озеро Неспишь на днище Бобрицкой рытвины в окрестностях д. Бор Лепельского района

Большинство рытвин содержат озы и камы на днище и склонах. Камо-вые холмы чаще встречаются на верхних отрезках туннельных долин внутреннего района языковой гляциодепрессии. Озы характерны для среднего и нижнего участков этих рытвин. Озы вытянуты вдоль осевой части днища, реже – по борту. Их длина 0.7 – 15.2 км, ширина от 80 до 250 м, относительная высота до 16 м.

Лепельская группа рытвин врезана в слоистые водно-ледниковые пески и алевриты поозерского возраста и заглубляются в их поверхность на 37 м и глубже. Туннельные долины с внутренней стороны конечно-моренной дуги, унаследованные оз. Лепельское и долинами рр. Зеха и Ул-ла, заполнены снизу грубообломочной мореной, имеющей отторженцы, линзы и прослойки нижележащих песков мощностью до 2 м. С внешней стороны рытвин эта морена и водно-ледниковые отложения образуют конечно-моренные холмы и характеризуются скибовыми структурами, плитчатостью, наклонёнными в направлении языкового понижения. Тунне-

льные долины выполнены у подошвы разнозернистыми песками до 37 м мощности или основной мореной. Пески содержат включения (местами более 20 %) гравия и гальки и иногда базальный валунно-галечный горизонт. Моренные бурые грубые супеси с гравием, галькой и валунами выходят на днище и склонах Полсвижской рытвины. Морена преимущественно массивная, с плитчатой текстурой.

В разрезе холма у д. Большой Полсвиж в морене произведены замеры линейных и плоскостных элементов. Диаграмма галек, составленная по данным 50 замеров, характеризует (R+S)-гляциотектонит с главной парой максимумов в 3 и 4 % плотности по азимуту 206°. Такая упорядоченность весьма близка к значению ориентировки падения плитчатости, координаты максимума которой в 19 % плотности составляют: азимут 217°, угол 14° (см. рис. 44 В). Таким образом, для основной морены холма предполагаемое смещение льда было с юго-запада на северо-восток. На днище рытвины вдоль его подножий лежат заболоченные понижения.

Озы и камы насажены на поверхность основной морены на днище или по бортам врезов. Они состоят преимущественно из слоистого мелкопесчаного материала мощностью до 20 м, содержащего прослойки и линзы алевролита и песков разнозернистых. Вблизи устья Полсвижской туннельной долины и у подошвы толща представлена песчано-гравийно-галечным материалом. В пределах озовых гряд, вскрытых карьерами у дд. Старый Лепель, Большое Жежлино, Жарцы, Боровно, Дворище песчаные серии наклонены в дистальную сторону (азимут 185 -245°, углы 3 – 40°).

В наиболее пониженной внутренней части Лепельского языка все морфологические элементы рытвин, озы и камы имеют снаружи покров (местами более 4 м) ленточных глин, алевролитов и тонких песков.

Как следует из вышеизложенного, Лепельская группа ложбин имеет полигенетическое происхождение. Языковая депрессия и ложбины, подчеркивающие конечно-моренную дугу Лепельского языка, образовались в результате ледникового выдавливания. Появление туннельных долин предопределено, главным образом, канализированной эрозией талых ледниковых вод у основания льда. Заполнение рытвин сопровождалось слабыми гляциоинъективными деформациями и размывом.

Сенненская ложбина находится в районе г. Сенно Витебской области и является отражением в рельефе одноименного палеовреза. Она протянулась вдоль западного края Оболянского языкового комплекса на юго-восток и юг до средней зоны конечных морен языка, приреченных к Оршанской возвышенности. На своём пути Сенненская ложбина пересекает самую внутреннюю из цепей мелкохолмистого и грядово-холмистого рельефа языка.



Рис. 46. Сенненская ложбина с высокими холмистыми склонами в г. Сенно Витебской области

В плане ложбина спрямлена. Длина её достигает 13.5 км, ширина 0.5 – 1.1 км; глубина вреза непостоянная, изменяется от 8 – 10 м в языковой депрессии до 20 – 27 м в месте пересечения внутренней цепи конечных морен у г. Сенно. Борта ложбины в основном формируют моренные и флювиогляциальные образования. Южное окончание этой продольной ложбины обрамлено со всех сторон дугой конечно-моренного мелкохолмистого и грядово-холмистого западного рельефа. Здесь ложбина отличается высокими бортами с крутизной до 30° и корытообразным поперечным профилем (рис. 46).

На днище ложбины развита группа линейных понижений и разделяющих их моренных и камовых холмов. Отрицательные и положительные формы вытянуты преимущественно в линейную цепь вдоль тальвега ложбины. Линейные понижения подчёркиваются озёрами Богдановское, Сенно, Куликовское, Крыльцово, Вобренка, соединёнными между собой протоками. У большинства озёр ширина изменяется в пределах 250 – 750 м, протяжённость – от 0.7 до 5.7 км, преобладающие глубины 8 – 12 м. Озёрные котловины имеют поднятия дна и локальные впадины по тальвегу. Самые значительные глубины (18.5 – 31.5 м) зарегистрированы в центре южной части котловины оз. Сенно, которая окаймляется высокими бортами [32].

Моренные холмы образуют перемычку между оз. Сенно и Куликовское. Камы отделяют озера Богдановское и Сенно, озера Куликовское и Крыльцово. Их высота составляет 17 – 22 м, длина 250 – 650 м, ширина 50 – 300 м, углы наклонов склонов до 15°. Вершины холмов имеют плавные куполовидные очертания. На участке между

озёрами Куликовское и Крыльцово на восточном склоне ложбины выступает камовая терраса шириной около 80 м с уступом высотой 9 м и крутизной 12°.

Озовые гряды встречаются на западном борту котловины оз. Богдановское. У дд. Турово и Свободное они пересекают Сенненскую ложбину под острым углом. Их длина 0.5 – 2.5 км, ширина от 60 до 250 м, относительная высота около 6 – 15 м. Озовые гряды имеют симметричные боковые склоны с углами наклона до 12 – 15° и слабо извилистые широкие пологовыпуклые гребни.

На расстоянии 2 км к западу от исследуемой ложбины находится Тухинская рытвина (рис. 47). Она дренируется р. Тухинка. В центральной её части размещается оз. Тухинское. В плане эта форма слабо изгибается и протягивается с севера на юг почти на 5 км при ширине 0.2 – 0.5 км. Днище у неё V-образное, борта до 30 м высоты, осложнены мелкими (130 x 50 м) камовыми холмами высотой до 5 м. Пониженные участки днища сильно заболочены. Поперечный профиль вреза нередко осложнен склоном пассивного ледникового контакта с крутизной до 36°.

В суженном устье Тухинской рытвины располагаются флювиогляциальные конусы выноса. Они имеют бугристый и волнистый рельеф и

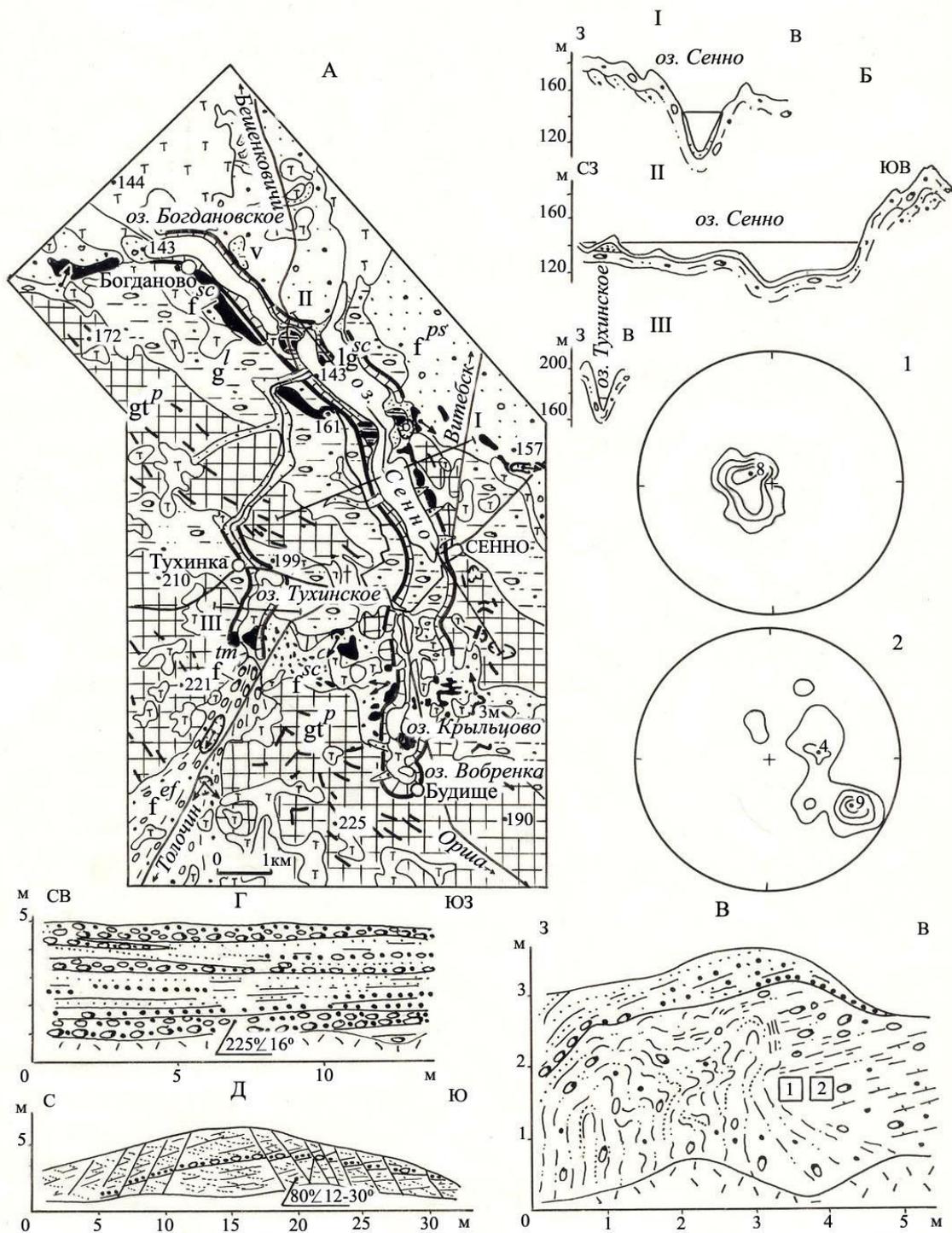


Рис. 47. Расположение и строение Сенненской ложбины. А – схема рельефа, Б – морфологические профили, В – гляциодинамическая складка течения в плитчатой и полосчатой основной морене в разрезе холма на восточном склоне ложбины у г. Сенно и структурные диаграммы плоскостных (1) и линейных (2) элементов из основной морены (изолинии плотности проведены через значения 2 – 6 – 10 – 14 %), Г – строение флювиогляциального конуса выноса в устье Тухинской туннельной долины у д. Дубняки, Д – разрез озовой гряды у д. Свободное Сенненского района

прослеживаются от устья долины на юго-запад в виде вала с абсолютными отметками 200 – 230 м и высотой около 20 – 30 м над прилегающим холмисто-западинным конечно-моренным рельефом. По простиранию эта форма вытянута более чем на 4 км и постепенно расширяется до 1 км. В строении конусов выноса участвуют желтовато-серые сортированные и окатанные грубообломочные, косо- и горизонтально слоистые флювиогляциальные отложения, перекрывающие с разрывом напорное основание. Возле устья рывины материал конусов выноса представлен валунным галечником, а на удалении – гравелистыми песками. На поверхности конусов выноса и дна рывины повсеместно лежат округлые и угловато-округлые валуны. Среди последних попадаются глыбы до 1.5 м.

Ложбины у г. Сенно выработаны, в основном, в нормально залегающих слоистых лимногляциальных и зандровых отложениях. Но различия проявляются в структуре заполнения Сенненской ложбины и Тухинской рывины. Заполнение Сенненской ложбины представлено мощными (до 33 м) валунными супесями с прослоями алевритоглинистого и песчаного материала. Эта морена продолжается на конце ложбины в её бортах как моренный покров. Здесь основная морена содержит плитчатую и полосчатую текстуры, маломощные прослойки алевритов и тонкого песка из местного субстрата и довольно часто смята в гляциодинамические складки течения (рис. 47 В). В разрезе моренного холма на восточном склоне ложбины у г. Сенно получены классические структурные диаграммы объёмной линейности и полюсов плитчатости. Диаграмма галек отражает ориентировку разновидности а-линейности типа S-гляциотек-тонита. Плитчатость также характеризуется отчётливо выраженным максимумом и он совпадает с максимумом ориентировки а-линейности – $300 < 20^\circ$.

Тухинская рывина заполнена слоистым галечно-валунным и песчано-гравийным материалом и перекрыта сверху основной мореной. Подморенный флювиогляциальный материал имеет значительную (19 - 34 м) мощность. В устье рывины он сменяется скоплениями конусов выноса. Морена как внутри, так и на бортах рывины массивная, преимущественно недислоцирована.

Озы и камы имеют несколько общих особенностей. Они устанавливаются в местах пересечения Сенненской ложбиной поперечных понижений ледникового языка; нередко направлены к ложбине по нормали или пересекаются с ней под острым углом; выполнены преимущественно флювиогляциальными супрагляциальными отложениями, но с проксимальной стороны самой внутренней дуги – и ледниково-озёрными суглинками и алевритами; косослоистые серии водно-ледниковых аккумуляций наклонены к юго-востоку и востоку (рис. 47 Д).

Анализ приведённых гляциоморфологических материалов позволяет заключить, что Сенненская ложбина сформировалась за счёт выдавливания пород ложа и мореносодержащего льда из наиболее глубоких участков существовавшей палеоложбины на её боковые и фронтальные склоны. Тухинская рывина представляет собой туннельный канал, сформированный эрозией талых ледниковых вод на контакте лед – основание.

Ледниковые ложбины встречены также южнее г.п. Ушачи и в восточном Поозерье у Богушевска и Лиозно. Их морфологии и строению посвящен ряд публикаций [104, 103, 185]. По генезису большинство этих форм рассматриваются как ложбины ледникового выдавливания, выпаживания и размыва.

Ложбины витебского краевого комплекса в основном локализируются на Свнцянских грядах, Чашникской низине, Шумилинской равнине и Витебской возвышенности. Они

входят в состав трёх крупных секторов, сформировавшихся в краевой зоне Дисненской, Полоцкой и Суражской лопастей во время витебской фазы поозерского оледенения. Внутреннюю часть этих краевых комплексов занимают озёрно-ледниковые Полоцкая низина и Суражская равнина. Ложбины, как правило, унаследуют направление палеоврезов сожской поверхности и имеют схожий главный наклон дна (вглубь ледника). На Свенцянских грядах ложбины прослеживаются на протяжении до 30 км, а на площади Чашникской низины и Шумилинской равнины – более чем на 50 км. Направление их во всех ледниковых секторах преимущественно перпендикулярное ледниковому краю и дугам конечных морен. Внутри каждого лопастного комплекса формы расположены веерообразно.

В пределах витебской полосы краевых образований ложбины более глубокие, широкие и крутосклонные в отличие от врезов максимальной фазы. Они чётче выражены в рельефе. Для них характерно отсутствие дистальной зоны флювиогляциальных конусов выноса и дельт. Кораобразное дно этих понижений часто осложняется ваннами выдавливания и рытвинами, чередующимися с камами, озами и инъективными грядами и холмами. Следует отметить, что в пределах витебского пояса предшествующими работами установлен ряд ложбин различных типов, для которых допускалась связь с более древними палеоврезами [151, 138, 238]. К таким отнесены рытвинные котловины оз. Долгое, Псуя, Аутская рытвина, линейно ориентированные понижения Жеринского и Чашникского линейных аментов. Особый интерес представляют новые данные о Спорницкой, Чашникской, Будовичской, Глубокской и Соро ложбинах, так как именно они, прежде всего, находятся в зонах древних врезов.

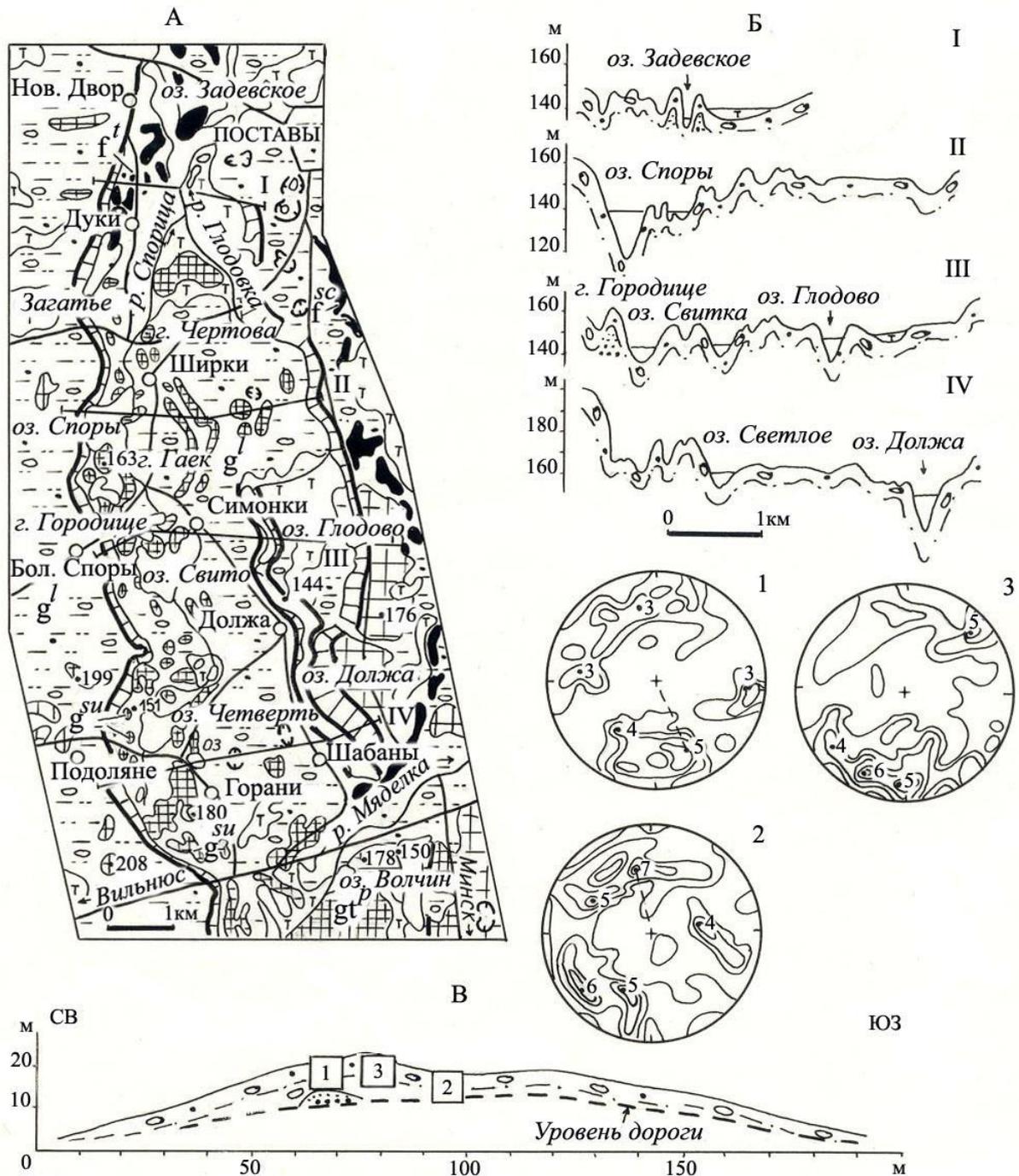


Рис. 48. Структура Спорицкой субгляциальной ложбины. А – гляциоморфо-логическая схема, Б – морфологические поперечные профили (I – IV), В – поперечный разрез верхней части отложений горы Городище у д. Большие Спory Поставского района и структурные диаграммы линейных элементов из основной морены (1 – 3)

Спорицкая ложбина расположена в 4 км к западу от г. Поставы Витебской области. Она является отражением в рельефе Поставской палеоложбины [Комаровский и др., 1998]. Эта ложбина занимает осевое положение в мядельском комплексе краевых образований – наиболее выпуклом к югу участке Свенцяных гряд. Ложбина

протянулась от внутренней зоны краевого комплекса на юг, поперёк Свенцяньских гряд до их дистальной части. Днище её наклонено к северу под углом 1.1 м/км и поднимается более чем на 25 м в южном направлении. В плане она спрямлена или слабо изгибается. Протяжённость ложбины составляет около 28 км, ширина – 4.5 – 5.2 км, глубина вреза изменяется от 12 до 70 м. Склоны прямые, имеют наклон 16 – 30°, изрезаны многочисленными эрозионными формами.

Днище ложбины на центральных пониженных участках выравненное, местами с моренными холмами высотой до 5 м и бессточными западинами. На днище депрессии вдоль западного борта развита группа продольных моренных холмов, озоподобных грядок и разделяющих их линейных понижений. Все положительные и отрицательные формы этой системы группируются в субпараллельные цепи, вытянутые вдоль ложбины. В плане они извилисты с отчётливыми коленообразными изгибами и напоминают меандрирующие реки (рис. 48 А). Длина холмов 250 – 600 м, гряд 0.7 – 1.7 км, их ширина от 50 до 300 м, относительная высота 5 – 27 м. Они имеют симметричный поперечный профиль, куполообразные вершины либо полого-выпуклые гребни и склоны с углами наклона до 10 – 15°. Вершины наиболее крупных холмов (горы Городище, Чёртова и др.) возвышаются на несколько метров над бортами ложбины. В цепочках гряды и холмы отделяются суженными седловинами, а местами – понижениями-разрывами. Разделяющие положительные формы рельефа линейные понижения имеют ширину от 50 до 250 м, заняты озёрами или заболочены. Озёра (Задевское, Загатье, Споры, Свитка, Свито, Четверть и др.) занимают две-три субпараллельных ложбины, имеют поднятия дна, полу- и острова и значительные глубины (до 20 – 31 м) приблизительно в центре котловин на продолжении тальвегов линейных понижений (рис. 49).

У восточного борта Спорницкой ложбины (дд. Шабаны, Должа) находится субгляциальная туннельная долина. Она содержит систему вытянутых рытвинных озёр Глодово, Должа, Волчин и других, выстроенных в цепочку одно за другим в направлении с севера на юг. В плане эта туннельная долина повторяет извилистые меандрирующие контуры субгляциальных гряд и холмов западной прибортовой части ложбины. Озёрные котловины имеют ширину 170 – 350 м, V-образное днище, борта до 6 м высоты и крутизной до 45°. Глубина котловин более 20 – 32 м. Ложбинные и рытвинные озёрные котловины соединяются неглубокими (до 4 м), узкими (до 150 м) долинами рр. Спорница, Глодовка, в которых развиты только поймы. Более крупные озёрно-болотные участки расположены на днище ложбины восточнее оз. Глодово и к югу от оз. Задевское. Озы не характерны, кроме контактной зоны Спорницкой и Мядельской ложбин южнее г. Постава, где встречена извилистая радиальная озовая гряда.

В строении пониженных участков днища ложбины принимает участие красно-бурый моренный суглинок, массивный, с плитчатой текстурой. Здесь поозерская морена в три – четыре раза толще (обычно 7 – 25 м), чем на бортах и соседних участках. Деформаций, включающих морену и водно-ледниковые отложения на бортах и в осевой части ложбины не было замечено. Подошва морены заглубляется в сожскую палеоложбину на 20 м, в пределах туннельной долины – более чем на 70 м.



Рис. 49. Рытвинная котловина оз. Споры у д. Ширки Поставского района

Другое, совершенно отличное строение поозерская толща имеет в пределах группы гряд и удлинённых холмов линейной упорядоченности, расположенных на днище вдоль западного борта ложбины. Гряды и холмы состоят преимущественно из песка желтовато-серого, мелкого и тонкого, плотного с прослоями алевритов (в нижней части) или песчано-гравийно-галечных отложений, хорошо отсортированных (в верхней части) и имеют на вершине и склонах покров моренного суглинка мощностью от 0.8 до 8 м. Изучение грядок и холмов выявило следующие особенности их строения. В песчаном материале прослеживаются элементы текстуры, присущие водно-ледниковым отложениям потоков (волнистая и косая слоистость), переслаивание волнистых и косослоистых зон, укрупнение механического состава в направлении поверхности. Пачка суглинков с гравием и галькой, перекрывающая этот материал, является, судя по текстуре, основной мореной. Она очень плотная, массивная, комковатой и плитчатой текстуры, в ней присутствует много раздробленных галек осадочных карбонатных пород и глинистых конкреций. На склонах грядок и холмов в морене содержатся отторженцы, линзы и прослои песчано-гравийных отложений, песка и алеврита. Слоистость наиболее ярко проявляется на нижнем контакте морены, где также имеют место захват и затаскивание подстилающего материала.

В поперечном разрезе горы Городище в морене имеется характерная для гляциотектонитов упорядоченность обломочного материала, свойственная В-, R+S и R-гляциотектонитам (см. рис. 48 В). В В-гляциотектоните с восточного склона гряды а-линейность, фиксирующая основное направление деформации, имеет азимут 336° , а в R+S-гляциотектоните в пределах западного склона а-линейности соответствует главный максимум в 7 % плотности, координаты которого $166^\circ < 30^\circ$. Линейность R-гляциотектонита на вершине гряды указывает на движения вращательного характера. При этом сложно выявить доминирующее направление перемещения.

Важно также отметить, что преобладание в разрезе ненарушенных подморенных водно-ледниковых отложений отмечено не на всех, а в пределах наиболее высоких гряд и холмов. В тоже время на формах, выступающих в парагенезисе с самыми опущенными частями линейных понижений, по берегам озёрных котловин роль морены резко возрастает. Южнее оз. Четверть гряды состоят целиком из основной морены.

Большая часть рассматриваемой системы озоподобных гряд и холмов по внутреннему строению имеет подледниковое и частично внутриледниковое происхождение и идентифицируется в качестве форм, которые могли возникнуть в субгляциальных каналах в основании ледника и в его моренонасыщенном донном слое при активном гляциодинамическом состоянии льда [177]. Моренные грядки и холмы образовались, по видимому, при закрытии таких каналов активным льдом.

Таким образом, Спорицкая ложбина имеет полигенетическое субгляциальное происхождение. Она сформирована комбинацией двух основных процессов: 1) ледниковой экзарацией; 2) эрозией напорных субгляциальных ледниковых вод [117].

Глубокская ложбина находится в районе г. Глубокое Витебской области. Приурочена она к относительно пониженному району Свенцянских гряд с абсолютными высотами 134 – 198 м, где холмы и гряды группируются в дугообразные цепи, повернутые выпуклостями на юг. Этот район представляет собой фронтальный участок Глубокского ледниково-го языка Дисненской лопасти. Ложбина протянулась с севера на юг вдоль осевой наиболее опущенной части языкового понижения более чем на 25 км до внешней границы Свенцянских гряд с Нарочанской водно-ледниковой равниной. Тальвег депрессии наклонен на север, падение составляет 1 – 2 м/км и почти 50 м относительно её южного конца (рис. 50).

В плане Глубокская ложбина имеет четковидную форму. Сужения характерны для мест пересечения цепей мелкохолмистого и грядового рельефа. Ложбина прорезает не менее пяти дуг краевого рельефа, расстояние между которыми составляет 1 – 3,5 км. Расширенные участки ложбины достигают 0,8 – 1,5 км по поперечной линии, заболочены или заняты озёрами Березовское, Белое, Мушкатское, Великое и другими глубиной до 18 м.

Анализ морфологии озёрных котловин [12, 32] показал, что на их неровном дне отчётливо выделяются глубокие понижения, напоминающие V-образные туннельные каналы, которые расположены вдоль морфологической оси ложбины, а также локальные глубокие впадины, находящиеся ближе к холмистым берегам. В стороне от вышеназванных продольно вытянутых озёр находится оз. Сетовское, расположенное к юго-западу от д. Загорье [238]. Оно занимает субширотную ванну ледникового выдавливания шириной всего 120 – 350 м и глубиной до 18 м, обрамлённую с южной и западной сторон дугообразной грядой высотой до 25 м (рис.51). Каждому туннельному каналу отвечает расположенная с дистальной стороны озовая гряда, либо система из 2 – 3 озовых гряд или камовых холмов. Размеры озов (в длину 0,3 – 0,7 км, в ширину до 150 м,

в высоту – до 20 м) сопоставимы с параметрами туннельных каналов, занятых озёрами. Крупнейшая озовая форма длиной более 6 км, высотой до 13 м и шириной 300 – 800 м протягивается от места слияния Дегтярёвского и Забельского туннельных каналов в направлении г.Глубокое вдоль запад-ного склона ложбины.

плитчатой морены в разрезе холма у д. Церковное Залесье и структурные диаграммы полюсов плитчатости (1) и галек (2), Г – структура озовой гряды в обнажении у д. Забелье Глубокского района. Цифрами на схеме показаны: 1 – Дегтяревская рывина, 2 – Забельская, 3 – Глубокская озовая гряда

Глубокская ложбина приурочена к одноимённой палеоложбине на по-верхности сожских и более древних четвертичных и девонских пород. Ванны и рывины врезаны в мелкозернистые пески с включением гравия и гальки. Непосредственно на их днище представлены красно-бурые гру-бые супеси и суглинки. Морена преимущественно массивная, имеет об-лекающее залегание и плитчатые текстуры.



Рис. 51. Сетовская ложбина-ванна ледникового выдавливания с одноименным озером и напорной грядой вдоль южного склона у д. Загорье Глубокского района

Геометрический анализ структурных элементов, замеренных в морене в поперечных разрезах холмов у дд. Церковное Залесье и Марцибелино, указывает на характерную для гляциотектонитов упорядоченность плиток и обломочного материала. Линейные элементы характеризуются одним четко выраженным максимумом со значением 8 % (см. рис. 50 В). Он отражает ориентировку а-линейности, типа S-гляциотектонита и координаты: азимут падения 56° , угол 13° . Полюса плитчатости имеют один максимум со значениями 32 %, а также для него свойственно сходное пространственное положение: наклон под углом 20° по азимуту 8° .

Чешуйчато-надвиговые пачки моренных супесей и флювиогляциальных песков обычно вскрываются в ядре гряд и холмов на южных бортах оз. Сетовское, Белое и Великое. В этих местах чешуи довольно круто падают к северу в сторону озёрных котловин. Участие в строении гляцио-дислокаций подморенных песчаных отложений свидетельствует о сравнительно невысокой прочности субстрата под ледником и интенсивной гляциотектонике в процессе формирования ложбины.

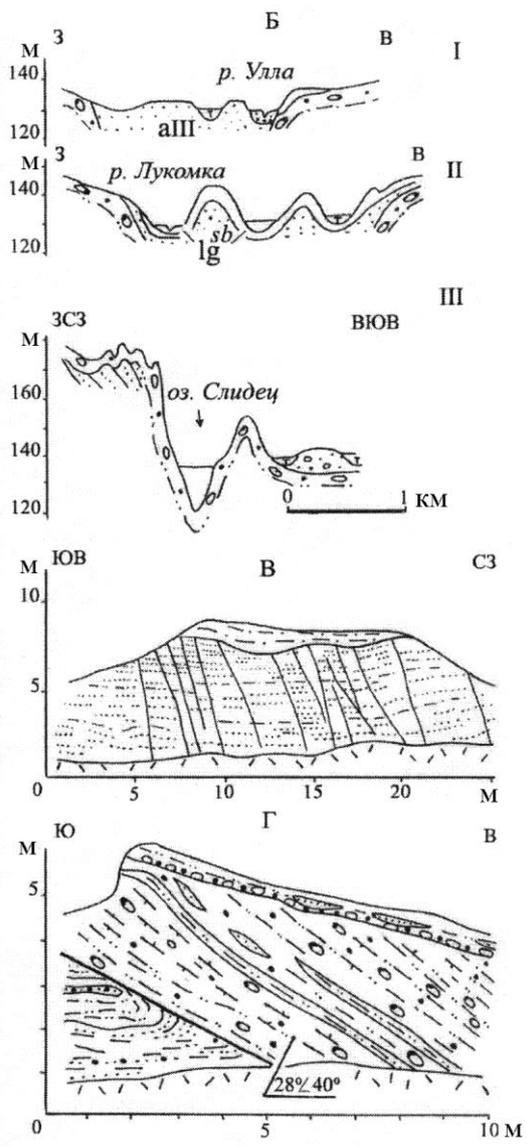
Озовые гряды и камовые холмы в пределах межозёрных перемычек насажены на поверхность основной морены. Они состоят преимущественно из песчано-гравийных и песчаных отложений мощностью до 20 м. Озы, расположенные с дистальной стороны туннельных каналов котло-вин оз. Карпинское, Березовское, Белое, имеют на гребнях покров мало-мощных (до 30 см) грубых супесей, представленных абляционной мореной. Вблизи устьев туннельных каналов и у подошвы водно-ледниковые отложения озоз и флювиокамов более грубые с многочисленными валунами хорошо окатанной и угловато-окатанной формы диаметром до 1.5 м. В дистальном направлении их замещают пески мелкозернистые с многочисленными тонкими алевритовыми прослойками. В пределах наиболее протяжённой озовой гряды к северу от г. Глубокое песчаные серии диагонально наклонены по типу дельты (рис. 50 Г). На склонах всех озоз и камов отмечаются ступенчатые сбросы и мелкие изгибы слоистости. Материал, слагающий названные формы, поступил из прилегающих с проксимальной стороны туннельных каналов, занятых озёрами Дегтярёвское, Забелинское, Белое, Березовское и Карпинское.

Специфика морфологии и структуры Глубокской ложбины указывает на ее полигенетическое образование в результате ледниковой экзарации, выдавливания и эрозии субстрата под напором талых субгляциальных вод [119].

В Полоцком лопастном секторе витебской фазы поозерского оледенения особенно отчетливо морфологическое выражение палеоврезов проявляется в зонах Чашникской, Соро и Будовичской ложбин.

Чашникская ложбина выражена на одноимённой водно-ледниковой низине к северу и югу от г. Чашники Витебской области. Она протянулась между устьем р. Улла и оз. Слидец не менее чем на 40 км (рис. 52 А). В целом Чашникская ложбина вытянута меридионально и спрямлена в плане.

Ширина ложбины изменяется от 0.6 до 2.5 км, чаще всего составляет 1 км. Относительный врез её в поверхность низины в среднем 11 м. Днище ложбины постепенно понижается с юга на север. На южном окончании ложбина выражена отчетливее, наследуется котловиной оз. Слидец, оконтурена с трёх сторон конечноречными холмами. Здесь ложбина имеет максимальную глубину до 33 м (и 51 м с учетом толщи воды в оз. Слидец), корытообразное дно и пологовогнутые склоны крутизной до



Р Рис. 52. Чашникская ложбина: А – схема рельефа, Б – морфологические поперечные профили, В – разрез камового холма у д. Поповка Чашникского района, Г – гляциодислокационная лежачая складка продольного изгиба в песчано-алевритовых отложениях и чешуя основной морены на южном склоне котловины оз. Слидец

25°, сложенные моренными суглинками (рис. 53).



Рис. 53. Котловина оз. Слидец в южной части Чашникской ложбины, оконтуренная конечнo-моренными холмами и грядами

На среднем отрезке между котловиной оз. Слидец и г. Чашники ложбина прослеживается через лимногляциальную равнину, врезана в неё на 11 – 15 м, корытообразная, ограничивается четкими прямыми склонами до 15°. Её днище занимают линейно ориентированные камы, озовые грядки и оконтуривающие их с разных сторон понижения. Ныне они наследуются озёрами (Смолецкое, Чёрное, Миновое и др.), низинными болотами и долиной р. Усвейка. Вершины камов и озов обычно на 3 – 5 м ниже бортов ложбины.

Севернее г. Чашники ложбина приобретает террасированный облик. Она наследуется долиной р. Улла, в которой чётко выражены первая (ал-лерёдская) терраса и пойма. Первая терраса представлена в виде узких вытянутых останцев среди днища или прерывистых полос у бортов. Высота её 7.5 – 8 м, ширина не более 0.5 км. Пойма имеет высоту до 4.5 м и занимает основную площадь дна долины и ложбины.

Камовые холмы, озовые гряды сложены преимущественно ленточными глинами, алевритами, песками и в меньшей степени флювиогляциальными песками, тяготеющими к основанию разреза. Доля лимногляциальных глин в разрезе возрастает на центральном

участке, где озёрно-ледниковые отложения залегают и на бортах ложбины. В первично горизонтальной толще камов и озов наблюдаются гляциокарстовые сколы и смещения по ним в виде сбросов.

Водно-ледниковые отложения гряд насажены на цоколь из моренных супесей и суглинков, которые выходят в бортах ложбины и формируют поверхность смежных участков Чашникской равнины.

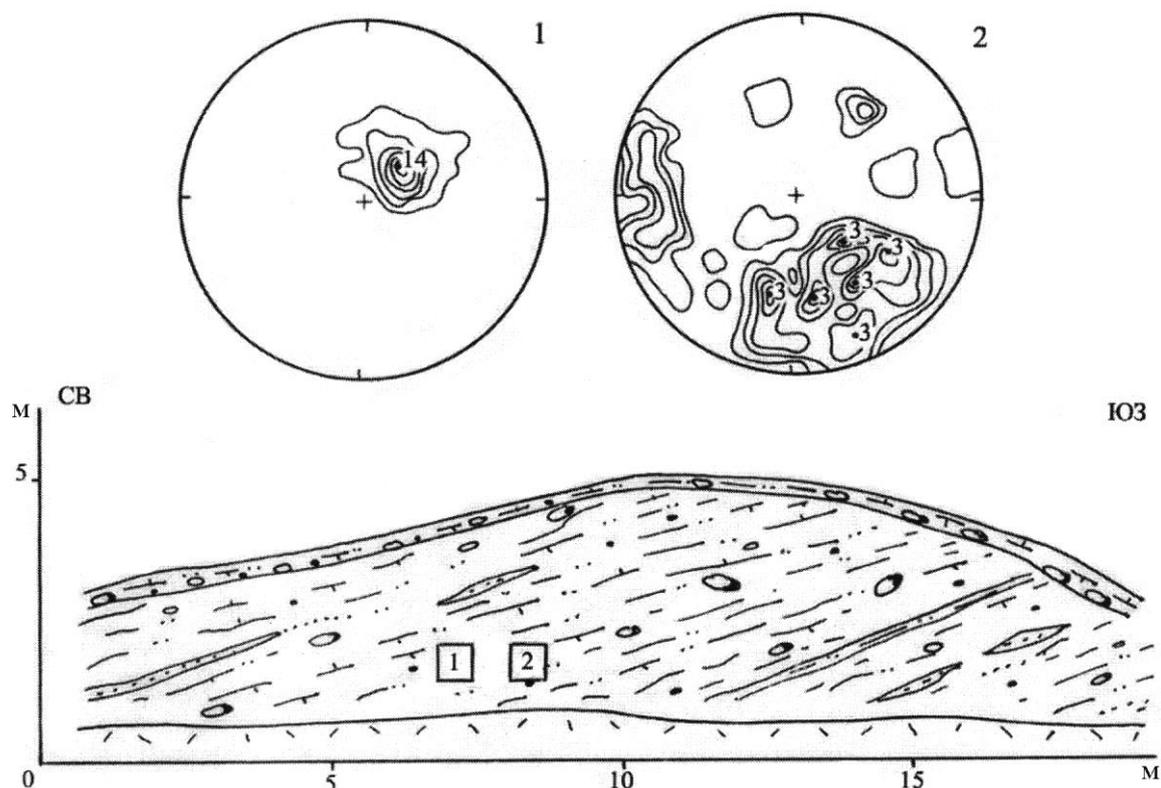


Рис. 54. Надвиговая конечная морена в поперечном разрезе холма у д. Слид-цы Чашникского района и структурные диаграммы плоскостных (1) и линейных (2) элементов

Конечно-моренные холмы у дистального окончания ложбины построены из дислоцированных слоёв основной морены, лимногляциальных и флювиогляциальных отложений. В непосредственной близости от ложбины холмы сложены основной плитчатой мореной с маломощными прослоями и отторженцами шоколадных глин, алевритов и песка. Наклоны плитчатости и слоистости составляют около 30° в направлении ложбины (рис. 54). В верхней части обрамляющей дуги фронтальных холмов преобладают скибовые гляциодислокации из подморенных ленточных супесей, песков и глин. Эти породы смяты в складки изгиба и инъективного типа в основании и перекрыты надвигами основной морены. Надвиговые плоскости чешуй и первично горизонтальные поверхности наслоения водно-ледниковых отложений наклонены в проксимальном направлении чаще под углом $18 - 40^\circ$ (см. рис. 52 Г).

Изложенное показывает, что Чашникскую ложбину следует отнести к группе форм ледниковой экзарации и выдавливания.

Соро и Будовичская ложбины расположены на востоке Сенненского и юге Шумилинского районов Витебской области. Они объединяются в протяженную (до 55 км) единую цепь и тяготеют к осевой части Оболянского языкового краевого комплекса Витебской фазы. В целом цепь ложбин вытянута субмеридионально (азимут около 335°). Указанные линейные формы разделяются р. Западная Двина, которая течет на запад и делает на участке пересечения ложбин коленаобразную излучину. Их тальвеги наклонены к долине Западной Двины, падения составляют 1 – 1.5 м/км и 23 м – относительно северного и 31 м – южного концов цепи.

Форма палеоложбин слабо извилистая, местами прямолинейная. Ширина больше в центральной части (до 3.5 км в районе оз. Соро), а в северную и южную стороны уменьшается (до 0.7 км). Глубина ложбин относительно окружающих равнин и низин составляет в среднем 11 – 12 м. Максимальные значения зарегистрированы в котловине оз. Соро, где тальвег достигает глубины 47 м.

В бортах и днище ложбин выходят моренные супеси и суглинки. Обычно они формируют и поверхность смежной низины. На участках, прилегающих к Будовичской ложбине, шире развиты зандры (рис. 55).

Дно и склоны ложбин осложняют линейные ванны, котловины выдавливания и гляциоинъективные валы и холмы, камы, озы, речные долины и т.д. Наиболее характерными являются ванны и инъективные валы и холмы. Отрицательные и положительные формы выстраиваются в суб-параллельные цепи, вытянутые вдоль ложбин и тесно сопряжены друг с другом. На суженных участках (оз. Круглик, между дд. Крупенино и Дуброво, оз. Липно) ванны занимают осевое положение, а гляциодиапировые валы и холмы их оконтуривают. Однако, чаще представлены случаи, когда подобные понижения развиты парами вдоль боковых склонов ложбин, а валы и холмы – по центру их днища или снаружи. Ныне ванны и котловины выдавливания наследуются озерами, болотами или ручьями (рис. 56). У большинства озер ширина составляет 200 – 500 м, а протяженность изменяется от 0.3 до 9.5 км. Их глубина достигает 31 – 36 м. Озера Лесковичи, Будовесть, Сосна занимают две параллельные ванны, разделенные инъективными валами и холмами в виде поднятий дна, островов и полуостровов. Озерные котловины отличаются желобообразной формой, высокими бортами с крутизной до 30°.

Поперечный профиль бортов Соро ложбины, сложенных мореной, во многих случаях осложнен наклонной площадкой с бровкой на высоте 10 – 33 м, ниже которой прослеживаются склоны активного ледникового контакта, с пологовогнутой поверхностью и крутизной до 40°.

У сопровождающих ложбины и озерные ванны гляциоинъективных холмов длина достигает 500 м, у валов – 6 км, их ширина от 150 до 750 м, относительная высота 5 – 47 м. В плане обычно они повторяют очертания линейных понижений, иногда характеризуются дугообразным или фестончатым рисунком (оз. Островенское). На днище ложбин валы и холмы выражены отчетливее, имеют выпуклые узкие гребни и куполообразные вершины, склоны с углами наклона до 40 м, симметричный поперечный профиль (рис. 57). У валов и холмов в бортах ложбин поверхность более уплощенная. С внешней стороны часто отмечаются субпараллельные валам и холмам компенсационные ложбины, заболоченные или занятые озерами Бикложа, Сосно, Бездонное, Образцы и др.

В поперечном сечении инъективные формы обычно асимметричные. Крутизна внутренних склонов у них $10 - 15^\circ$, внешних – до 45° .

Валы и холмы сложены в ядре озёрно-ледниковым материалом (тонкие супеси и пески), которые сверху перекрываются покрывкой донной морены с гляциодинамическими текстурами. Озёрно-ледниковый и моренный материал дислоцирован в виде брахиантиклинальных или куполовидных складок. По существу, валы и холмы представляют собой гляциодиапиры [134, 106].

Пример диапировой антиклинальной складки представлен на рис. 54В. Геометрический анализ полюсов плитчатости, замеренной в перекрывающей морене, свидетельствует о наличии цилиндрической структуры с осевой плоскостью, простирающейся с северо-запада (318°) на юго-восток (138°) и шарниром, наклоненным под углом 27° по азимуту 138° . Сходное пространственное положение этих элементов проявляется и по структурной диаграмме галек в морене. Линейность фиксирует наклон шарнира (50°) по азимуту 195° . В целом узоры плитчатости и линейности в морене свидетельствуют об активном пластическом течении льда, сжатии и выжимании вверх отложений субстрата в продольно

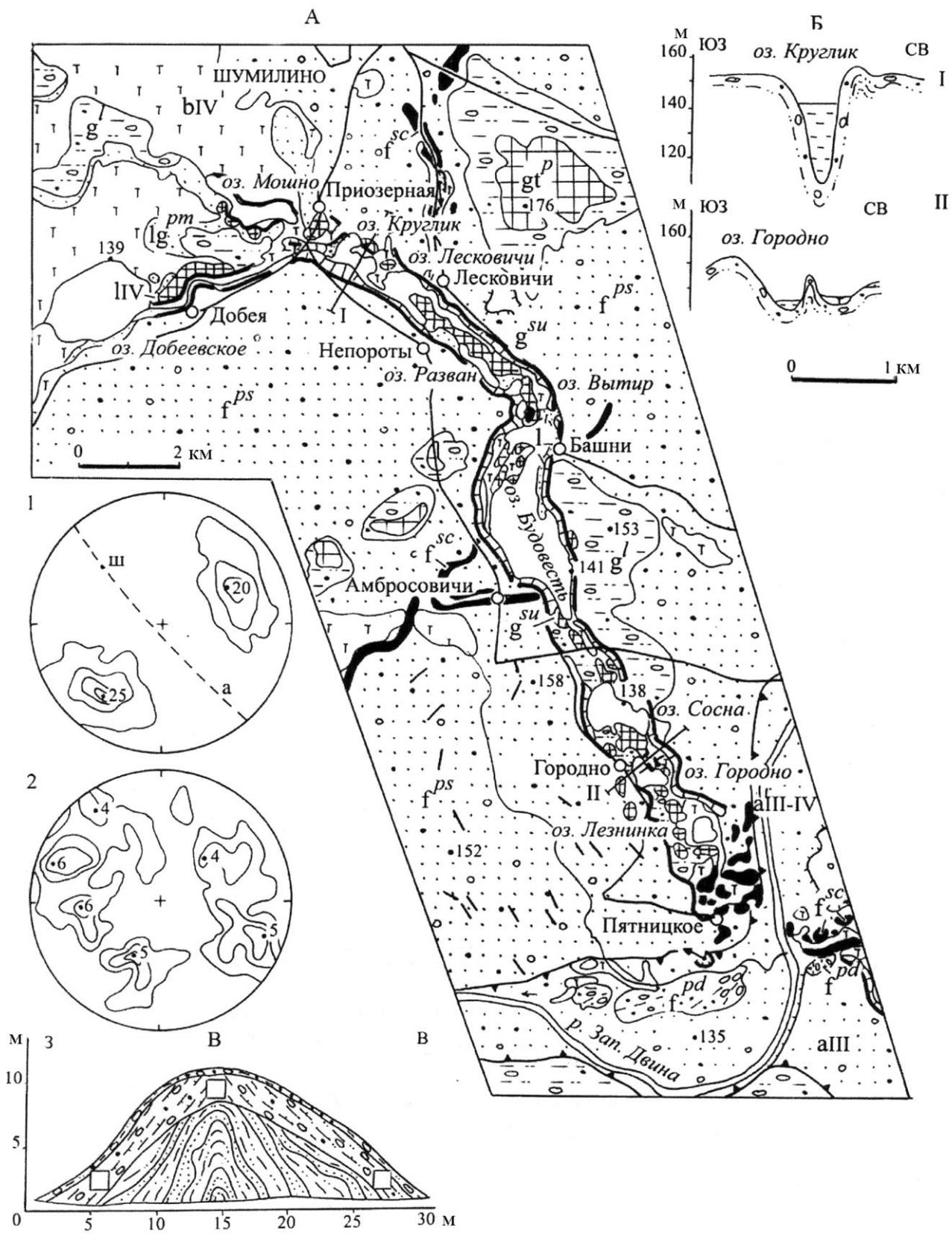
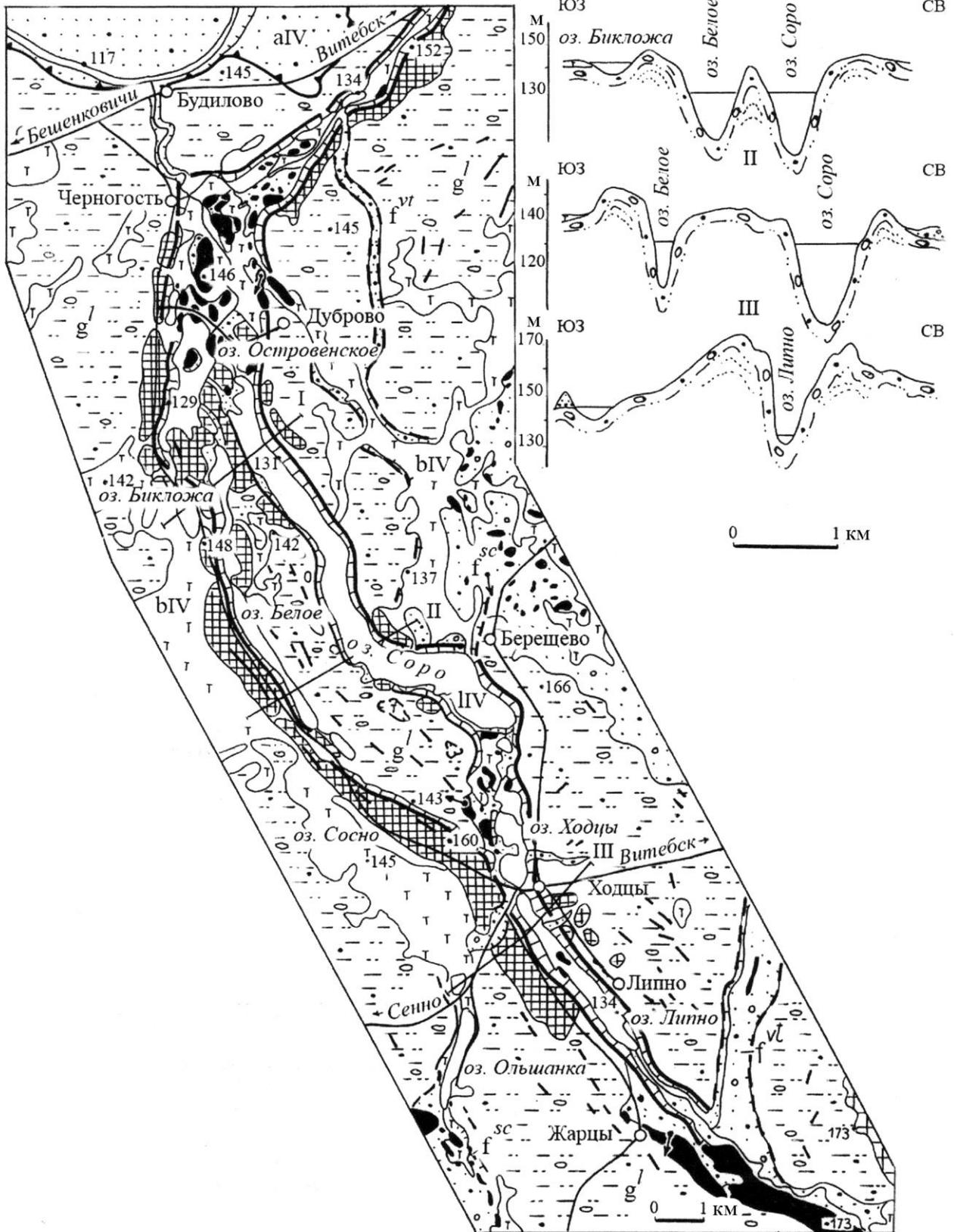


Рис. 55. Строение Будовичской ложбины ледниковой экзарации и выдавливания: А – гляциоморфологическая схема, Б – морфологические поперечные профили (I – II), В – разрез гляциоинъективного вала – г. Городище на восточном берегу оз. Городно у д. Городно Шумилинского района и структурные диаграммы полюсов плитчатости (1) и галек (2) из



основной морены

Рис. 56. Гляциоморфологическая схема и морфологические поперечные профили (I – III) Соро ложбины

ориентированную ослабленную зону. Лимногляциальный материал выжимался в формирующуюся складку с соседних ванн, занятых оз. Городно и Сосна.

Иногда над донной мореной залегает слой моренного суглинка с текстурами течения, оползания и обрушения. Между подстилающей основной мореной и перекрывающей ее пачкой «флоу-тилла» в некоторых случаях фиксируются флювиогляциальные горизонтально- и косослоистые пески мощностью до 1.5 м. В разрезах морены сползания, расположенных на склонах валов (дд. Приозерная, Городно), на диаграммах линейности отмечается довольно отчетливая ориентировка (до 8 % в максимуме), согласная склону.



Рис. 57. Озеро Соро в глубокой ванне выдавливания вытянутой формы в окрестностях д. Холм Бешенковичского района

Камы, озы и камовые террасы встречаются на днище ложбин и нижней части их склонов. Нередко они образуют межозерные перемычки. Единичные камы «венчают» остовы диапировых валов. Озы и камы отмечаются также на дистальном окончании ложбин и в стороне от них. Формы сложены преимущественно мелко- и тонкозернистым песком, горизонтально-, волнисто- и косослоистым, иногда с прослоями алевролита и песчано-гравийных отложений. В пределах озов косые серии под углами $3 - 40^\circ$ падают в южную и юго-западную стороны. Первично ненарушенную водно-ледниковую толщу рассекают гляциокарстовые сколы, по которым наблюдаются малоамплитудные (до 5 см) отсадки блоков в направлении прилегающих понижений.

Вдоль излучины Западной Двины ледниковый остов ложбин частично размыт и перекрыт аллювиальным материалом. Поперечный профиль обеих речных берегов осложнен террасовыми уступами и площадками на высоте 6 – 7, 9 – 12 и 16 м над урезом воды. Высокая пойма и первая над-пойменная терраса аккумулятивные, вторая – цокольная. В устье долины прорыва рекой ложбин на поверхности верхней террасы отмечаются про-гляциальные дельты в виде пологих вытянутых холмов протяженностью от 0.2 до 2.7 км. Они построены пачками косослоистых гравелистых пес-ков и песчано-гравийно-галечного материала с падением слоистости по азимуту 155 – 300° под углом 19 – 25°.

Таким образом, Будовичская и Соро ложбины имеют полигенетическую природу. Они образовались преимущественно в результате экзарационного переуглубления дна древних палеоложбин льдом и инъекции материала ложа в полости последнего ледника.



Рис. 58. Гляциоинъективный вал (гора Городище), оконтуренный с обеих сторон ваннами выдавливания с оз. Городно и Сосна у д. Городно Шумилин-ского района

Ложбины браславского краевого комплекса выражены в районе Браславской возвышенности. На этой территории хорошо устанавливаются ложбины (Богинская, Браславская, Слободкинская), унаследующие палеоврезы. Они занимают не центральное положение в краевом комплексе, а прослеживаются в стороне от осей миорского и видзовского языков. На- пример, Браславская ложбина пересекает зону сочленения этих языков. Проявляются значительные угловые несогласия в простирании субмеридионально ориентированных ложбин и осей языковых комплексов, вытянутых с северо-запада на юго-восток. Отдельные ложбины пересекают цепь краевых образований браславской стадии и уходят значительно юж-нее. Своеобразие морфологии ложбин придают также комплексы пульсационных краевых образований, характерных для Браславской возвышенности [156]. По данным А. В. Матвеева [152], ложбины

сопровождаются многочисленными озерными и заторфованными котловинами, которые прилегают друг к другу вдоль оси ложбины, но со смещением и отделяются краевыми грядами в виде полу-островов и островов.

Богинская ложбина расположена на территории национального парка «Браславские озера» в 12 км к востоку от пос. Видзы Витебской области. Она является отражением в рельефе Видзовской палеоложбины. Богинская ложбина протянулась от заболоченного понижения у д. Мур-мишки на юго-восток поперек грядам Видзовского языкового комплекса браславской стадии до его внешней границы с Дисненской озерно-ледниковой низиной и продолжается юго-восточнее до д. Ставрово. Длина ложбины составляет 16 км. На участке пересечения Браславской возвышенности ложбина имеет четковидную форму и представляет собой систему котловин и ванн, выстраивающихся цепью, перегороженных грядами и холмами (рис. 59). Ложбину пересекают три цепи мелкохолмистого и грядового рельефа с интервалом 1.2 – 3.5 км. Ванны достигают 0.7 – 1.3 км в ширину. Их днище занимают заболоченные участки и озера (Высокое, Долгое и др.), соединенные между собой протоками. Ширина озер изменяется в пределах 200 – 750 м, глубина – 8 – 31 м. Врезы отличаются высокими бортами с крутизной обычно в 18 – 25°, а местами обрывистыми. Общая глубина ванн составляет 27 – 43 м.

На склонах ванн и котловин обычно размещаются различные по генезису холмы относительной высоты до 13 – 16 м. В непосредственной близости от береговой линии оз. Высокое холмы сложены из дислоцированного в складки песчано-алевритового материала, перекрытого сверху основной мореной, и имеют гляциоинъективную природу. Такие холмы

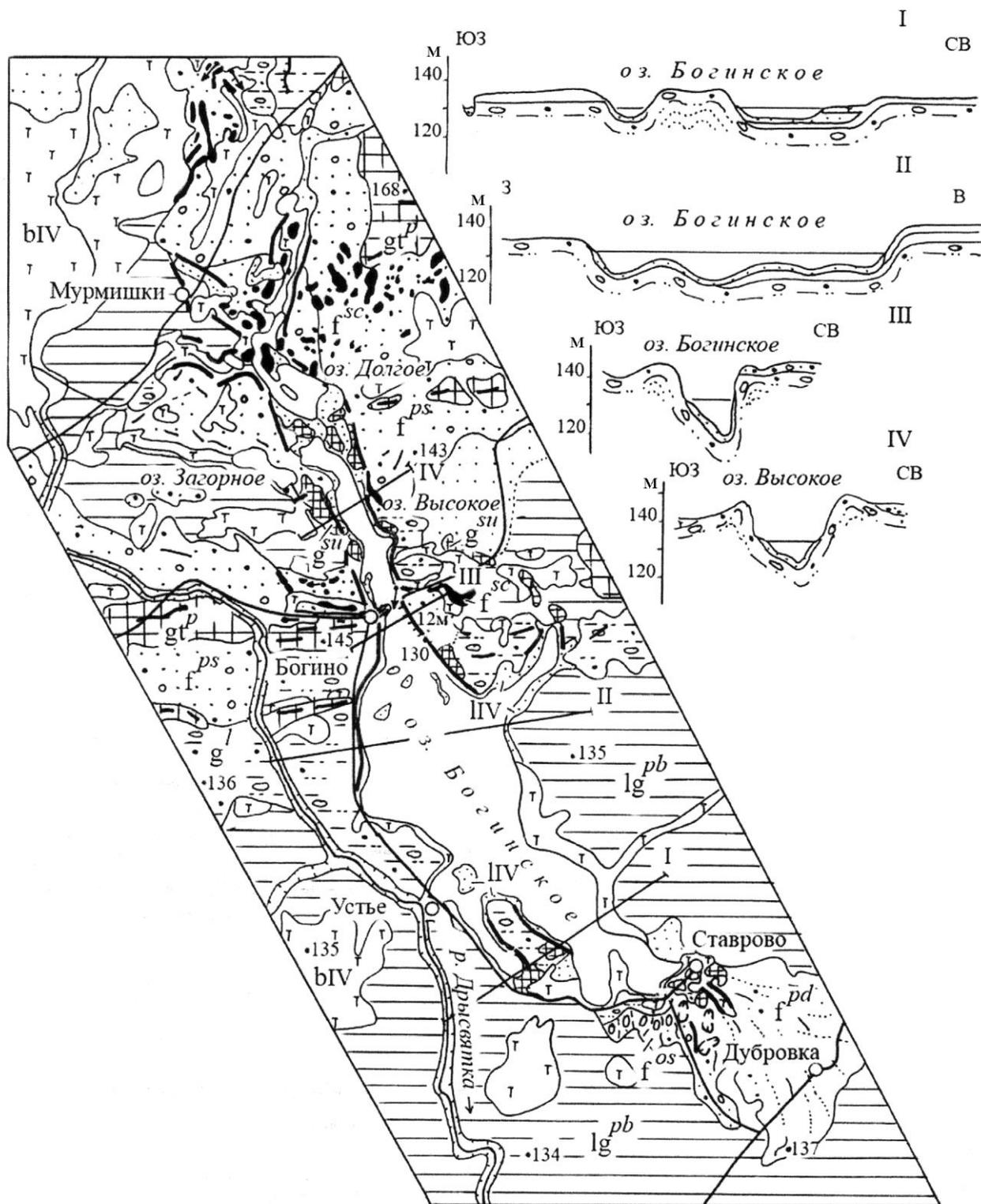


Рис. 59. Гляциоморфологическая схема и поперечные профили Богинской ложбины

образуют также перемычку между оз. Высокое и Долгое. В бортах котловины оз. Долгое и заболоченных понижений северного участка Богинской ложбины выступают флювиогляциальные песчаные отложения или ленточные глины в виде покрывки. На водоразделах они образуют в рельефе камовые холмы.

Южнее краевых образований браславской стадии Богинская ложбина более широкая и менее глубокая. Почти все ее днище занимает оз. Богинское. Оно вытянулось с северо-запада на юго-восток на 9.1 км при ширине до 2.9 км и глубине до 15 м. Склоны озерной котловины преимущественно низкие и пологие (рис. 60). Вдоль южного и восточного берегов они заболочены, сформированы ленточными глинами и алевролитами. Северные склоны более высокие (до 12 м) и крутые ($15 - 25^\circ$), сложены мореной. У дистального окончания ложбины извилистый рисунок, создаваемый пальцеобразными ответвлениями и заливами. Эти заливы оконтуривают гляциоинъективные валы и холмы высотой до 8 – 12 м. Вдоль южного берега диапировые формы размыты и замещены флювиогляциальными конусами выноса.



Рис. 60. Ложбинное озеро Богинское и озерная терраса на западном берегу у д. Устье Браславского района

Упомянутые различия в геоморфологическом облике разных участков и неодинаковое их геологическое строение связано с различиями в генезисе Богинской ложбины. Крупная котловина ложбинного озера Богинское представляет собой выраженную в рельефе ложбину ледниковой экзарации. Появление котловин озера Высокое, Долгое и заболоченных ванн северного участка предопределено не только экзарацией, но и выдавливанием водно-ледникового материала ледниковыми языками браславской стадии.

Браславская ложбина наиболее отчетливо выражена севернее г. Браслав на отрезке длиной 16 км между оз. Островиты и оз. Дривяты (рис. 61). К северу ложбина

фрагментами прослеживается сквозь краевые лед-никовые образования вплоть до белорусско-латвийской границы. Признаки ее продолжения наблюдаются и к югу.

Браславская ложбина вытянулась меридионально вдоль ледораздела Видзовского и Миорского языковых комплексов. Ложбину образует цепь продольных и поперечных котловин, примыкающих одна к другой со значительным плановым смещением и перегороженных дугами холмистого и грядово-холмистого рельефа. Котловины заняты оз. Береже, Боло-йсо, Войсо, Волосо, Ельно, Несьпиш, Новято, Снуды, Струсто и др. На ряде участков они заболочены или дренируются межозёрными протоками, ручьями и долиной р. Друйка. У большинства озёр ширина имеет значения в пределах 0.5 – 1.6 км, а протяжённость изменяется от 0.7 до 3.7 км. Батиметрия дна озёр Струсто и Снуды свидетельствует, что они заполняют две – четыре котловины различной конфигурации и разделены краевыми грядами и холмами в виде поднятий дна, островов и полуостровов. Глубина этих озёр достигает 16 – 23 м, причём наибольшие углубления находятся с проксимальной стороны островов и полуостровов. Подобный парагенез озерных котловин с грядовыми и холмистыми формами А. В. Матвеев и Э. А. Дроздовский [156] объясняли выпахиванием ложа и выдавливанием пород в ходе пульсаций языков и микроязыков ледника браславской стадии. Общая глубина котловин с учетом толщины водного заполнения составляет 61 – 68 м.

На склонах котловин Браславской ложбины расположены краевые лед-никовые гряды и холмы, камы, моренные равнины, зандровые и лимно-гляциальные низины, озерные террасы и др. Краевые ледниковые формы встречаются в непосредственной близости от береговой линии оз. Снуды (кроме восточного берега), Струсто, Несьпиш. Они образуют также межозёрные перемычки, полуострова и острова (оз. Снуды, Струс-то, Островиты), выстраиваясь в дугообразные полосы и цепочки. Другими особенностями дуг краевых форм являются их разные размеры,

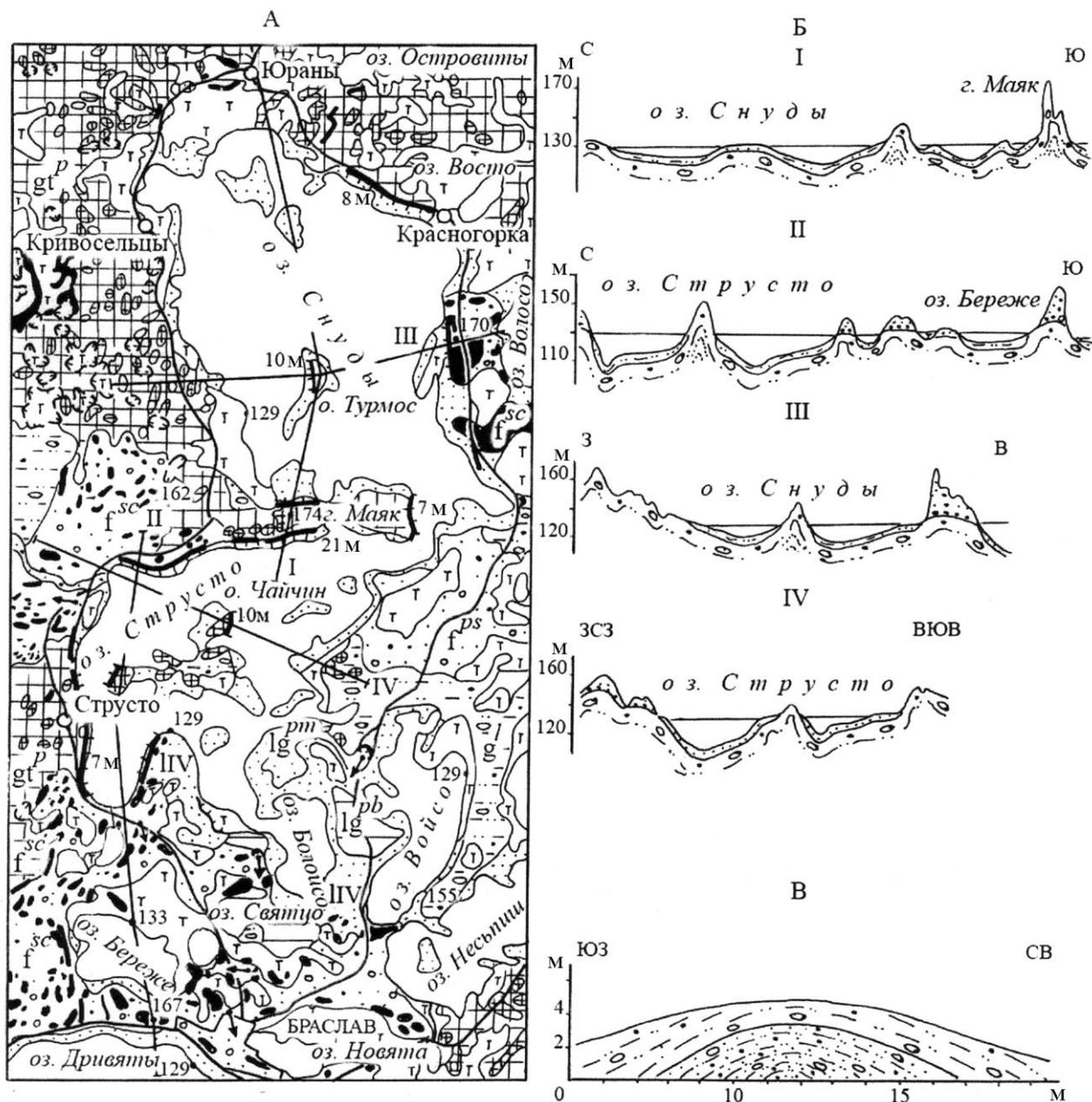


Рис. 61. Строение Браславской ложбины. А – гляциоморфологическая схема, Б – морфологические продольные (I – II) и поперечные (III – IV) профили, В – разрез инъективного холма-друмлиноида на правом борту ложбины у д. Струсто Браславского района [Карабанов, Левков, 1993]

причленение молодых систем к более древним со значительными угловыми несогласиями.

Внутреннее строение гряд и холмов вскрывается в ряде карьеров и весьма разнообразно. Встречаются разновидности, состоящие преимущественно из красной бурой основной морены. Моренные холмы локализуются вдоль северного берега оз. Снуды (д. Юраны, Красногорка), юго-восточного берега оз. Несьпиш (д. Шауры и др.). Следующая разновидность холмов и гряд сложена мореной и деформированными мелко-

, раз-нозернистыми песками и песчано-гравийным материалом. Отложения, строящие формы, в поперечном сечении деформированы в виде антикли-нальных складок (см. рис. 61 В). Выраженные в рельефе инъективные гряды и холмы развиты на западных берегах оз. Снуды, Струсто и на пе-ремычках, разделяющих котловины этих озер. Размеры краевых ледни-ковых форм до 150 – 300 м в поперечнике, относительная высота изме-няется от 10 до 45м, крутизна склонов может достигать 25 – 40°. Обычно холмы разделяются термокарстовыми западинами. На межозёрных пере-мычках они объединяются в холмистые гряды с перепадами высот до 12 м и носят названия гор – Маяк (174 м), Красная гора и др (рис. 61).



Рис. 62. Гляциоинъективный холм – гора Маяк на перемычке между оз. Сну-ды и Струсто у д. Кезики Браславского района

Камовые холмы встречаются на бортах Браславской ложбины у вос-точного берега оз. Снуды, северо-западного берега оз. Струсто и на дни-ще между оз. Дривяты и Струсто. Здесь они образуют обширные камо-вые массивы. В тех случаях, когда камы примыкают к озёрам, они часто ог-раничиваются высокими (до 18 – 26 м), крутыми (до 45° и более) скло-нами. В плане холмы слабо вытянуты обычно в дистальном направлении или округлые до 150 – 500 м в поперечнике. Их высота составляет 10 – 16 м, а над прилегающими озерами – до 37 – 41 м. Формы имеют широ-кие выпуклые вершины и склоны крутизной 5 – 45°. Камы построены из ритмично переслаивающихся мелкозернистых песков и алевроитов. Сло-истость в песках горизонтальная, волнистая и косяя, усложнена мелкими пликативными и дизъюнктивными деформациями. Направление падения косой слоистости в общем совпадает с простираанием холмов. Часть

ка-мов (западнее оз. Струсто, д. Окменица и др.) содержит в ядре инъекции моренного суглинка в виде куполовидных гляциодиапиров амплитудой до 2 м.

На склонах озёрных котловин иногда развиты террасы. Озёрные террасы были выявлены и описаны О. Ф. Якушко [217] при характеристике морфологии котловин Браславских озёр. Первая (низкая) терраса аккумулятивная, имеет высоту 1.5 – 3 м и выражена в каждом озере. Вторая (высокая) терраса обнаруживается фрагментарно у южного и восточного берегов оз. Струсто и Болойсо (дд. Лапки, Антоновцы) и восточного и северного берегов оз. Снуды (дд. Городище, Красная Горка) на высоте 5 – 8 м. Она абразионная на северном побережье оз. Снуды и цокольная у оз. Струсто. Верхний ярус слагают сероцветные тонкие супеси, глины и пески с горизонтальной слоистостью типа ленточной. У оз. Болойсо эта терраса постепенно переходит в коренной берег. Вдоль её внешней границы развиты древнеозёрный пляж и береговые валы. На более высоких коренных склонах оз. Снуды О. Ф. Якушко [217] выделены ещё две абразионные террасы на уровнях около 17 и 30 м.

Таким образом, Браславская ложбина представляет собой форму ледниковой экзарации и выдавливания. Как было подмечено [156], она могла расти путём приращения котловин выдавливания с гляциоинъективными грядами и холмами в бортах к более ранним, фиксирующим пульсации микроязыков ледника в пределах Браславской экзарационной палеоложбины. Признаком большой мощности мертвого льда, пломбировавшего ложбину, служат крупные камы и их массивы.

Параллельно Браславской ложбине к востоку (восточнее д. Слободка) выявляется Слободкинская ледниковая ложбина. Рельеф её днища определяет несколько десятков друмлиноидов, сложенных моренными и песчано-гравийными отложениями, часто сложно дислоцированными. Такие ложбины А.В.Матвеев [152] назвал рыннами. Они сопровождаются пульсационными краевыми образованиями, характерными для Браславской возвышенности.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН

Разнообразие и многочисленность ложбин севера Беларуси вызывают значительный интерес у исследователей. Вопросы выделения ледниковых ложбин и определение их типа затрагиваются почти во всех публикациях. Несмотря на многочисленность выделяемых типов ледниковых ложбин до сих пор в большинстве работ классификационные таблицы или схемы отсутствуют.

К настоящему времени предложен ряд классификаций, разработанных для ледниковых озёр и ложбин различных территорий. В основу этих рубрикаций положены генетический, морфогенетический, морфоэволюционный принципы, динамика движения льда и другие подходы.

Генетическая классификация была разработана при описании озёр ледникового происхождения Северо-Германской низменности [Вольд-штедт, 1955] и впоследствии усовершенствована в работах по ледниковым озёрам запада и северо-запада Восточно-Европейской равнины [7, 52, 217, 220]. О. Ф. Якушко [220] озёрные ледниковые котловины Белорусского Поозерья сгруппировала в пять типов: подпруженные, ложбинные, эвразионные, термокарстовые и сложные. В классификации А. А. Гарункштиса [52], ледниковые котловины Литвы разделены на подпруженные, гляциодепресссионные, термокарстовые и сложные. В пределах этих типов выделены 11 форм. Котловины и ложбины различались как по генетическим признакам (рытвинные,

эвормионные, сложные и т.п.), так и по положению в ландшафте (озёра конечных морен, холмистого моренного рельефа, па-леодолинные и др.). А. А. Асеев [6, 7] при определении генезиса сложных форм предложил выделять озёрные котловины по комбинации главных рельефообразующих процессов. В своей классификации он установил новые типы ложбинно-рытвинных, экзарационно-рытвинных, экзарационно-ложбинных, аккумулятивно-рытвинных, просадочно-рыт-винных, аккумулятивно-просадочных озёрных ванн.

Генетико-динамическое деление отрицательных форм подледниково-го происхождения произвёл А. Н. Маккавеев [147], различающий формы, связанные с глыбовым типом движения льда (гляциодепрессии, эк-зарационные котловины); формы, обусловленные вязкопластическим течением и неподвижным льдом (экзарационные ложбины, борозды и межгрядовые понижения); и формы, возникшие под гидростатическим воздействием подледниковых вод (рытвины подледникового стока, испо-линовы котлы).

Большинство исследователей подчёркивают необходимость учёта при рубрикации ложбин не только генезиса, но и морфологии и создания морфогенетической классификации.

А. Б. Басаликас [11] разделил вогнутые формы на 4 группы: 1) экзарационные крупные ложбины, ванны выпавивания и субгляциальные рыт-вины; 2) созданные неравномерной ледниковой аккумуляцией межхол-мья, межгрядья, межувалья и котловины ледяных глыб; 3) термокарсто-вые западины и 4) эрозионные или эвормионные ямчатые, эвормионно-эрозионные и долинные рытвины.

Различные отрицательные формы ледникового рельефа прослежены Г. Я. Эберхардсом [212] и Я. А. Страуме [57] в Латвии. В морфогенетическом отношении они представлены сенлеями и генетически различными рыт-винами.

Наиболее полное деление палеоложбин предложено Г. И. Горецким [63] на примере региона Белорусского Понеманья. Он устанавливает шесть категорий таких переуглублений: ложбины ледникового выпавивания, выдавливания, вдавливания, водно-ледникового размыва, морен-но-грязевых потоков и полигенетические. При этом среди ложбин, выра-ботанных ледником и тальми ледниковыми водами, им выделяются рыт-винный, троговый, котловинный типы, ложбины-ванны и сеци, - кото-рые отличаются друг от друга размерами, морфологией и заполнением [62, 66, 63, 67].

Основываясь на классификационных признаках деления ледниковых палеоложбин, обоснованных Г. И. Горецким [60, 66], предложены морфогенетическая классификация ледниковых ложбин ложа плейстоце-новых отложений Центрально-Белорусских возвышенностей и гряд [68] и принципиальная схема переуглублений субчетвертичной по-верхности Беларуси [75].

Несмотря на многочисленность выделяемых типов гляцигенных лож-бин, до сих пор отсутствуют классификации, которые бы с достаточной полнотой учитывали специфику северного региона Беларуси и весь ком-плекс ледниковых ложбин.

Именно поэтому были проведены специальные исследования и с использованием принципа многоступенчатости [8], обоснована новая морфогенетическая классификация ледниковых лож-бин (рис. 63).

Полученные данные свидетельствуют о том, что ложбины, созданные активным ледником в поверхности ложа, отличаются от переуглублений, сформированных процессами, протекавшими в массивах мертвого льда. Неодинаковое динамическое состояние льда обуславливает различную обстановку и процессы рельефообразования.

При регрессии ледниковых покровов решающее значение в формировании ложбин имели особенности циркуляции субгляциальных талых ледниковых и подземных вод. Исходя из изложенного, все разнообразие ледниковых ложбин по состоянию среды формирования можно объединить в четыре макрокомплекса. Первый из них включает отрицательные формы, связанные с активным ледником, второй – с мертвым льдом, третий и четвертый возникли соответственно в условиях стока талых ледниковых вод под гидростатическим давлением и при свободном оттоке.

Выделенные генетические макрокомплексы ложбин дифференцировались по месту предполагаемого формирования. Под активными ледниковыми языками в пределах внутренней и краевой зон образовывались ледниковые ложбины разного генезиса. Они являются отражением значительных различий характера морфогенеза на определенных участках ледникового языка. Анализ ложбин, возникновение которых связано с процессами в массивах мертвого льда, также показывает, что имеет место закономерное размещение и сочетание гляциоинъективных (подледниковых), гляциокарстовых (краевых) и созданных неравномерной аккумуляцией супрагляциальных водноледниковых отложений. В деградующем ледниковом языке канализированные потоки талых вод закладывались под ледником недалеко от его края, а условия свободного оттока талых вод складывались у края ледника. Таким образом, по положению в теле ледника процессы формирования ложбин можно группировать на подледниковые, надледниковые и краевые.

Для дальнейшего более подробного деления генетических комплексов ложбин учитывались виды рельефообразующих процессов. В наступающем леднике в периферической зоне происходило сочетание экскавации жестким напором льда с выдавливанием и выжиманием пород. У края многих ледников проявлялись радиальный разнос скиб, неравномерная ледниковая аккумуляция и др. В зафронтальной зоне активного ледника большое значение для возникновения ложбин имели различные виды экскавации и неравномерная аккумуляция основной морены. Совершенно иной морфологический облик врезов возникал в мертвом льду за счет гляциокарста и неравномерной водноледниковой аккумуляции. Еще одна разновидность ложбин появлялась при движении талых ледниковых вод с очень высокими скоростями под ледником, что сопровождалось проявлением туннельной эрозии и выносом осадков по каналу. И наконец, в краевой зоне могли формироваться депрессии за счет эвразии.

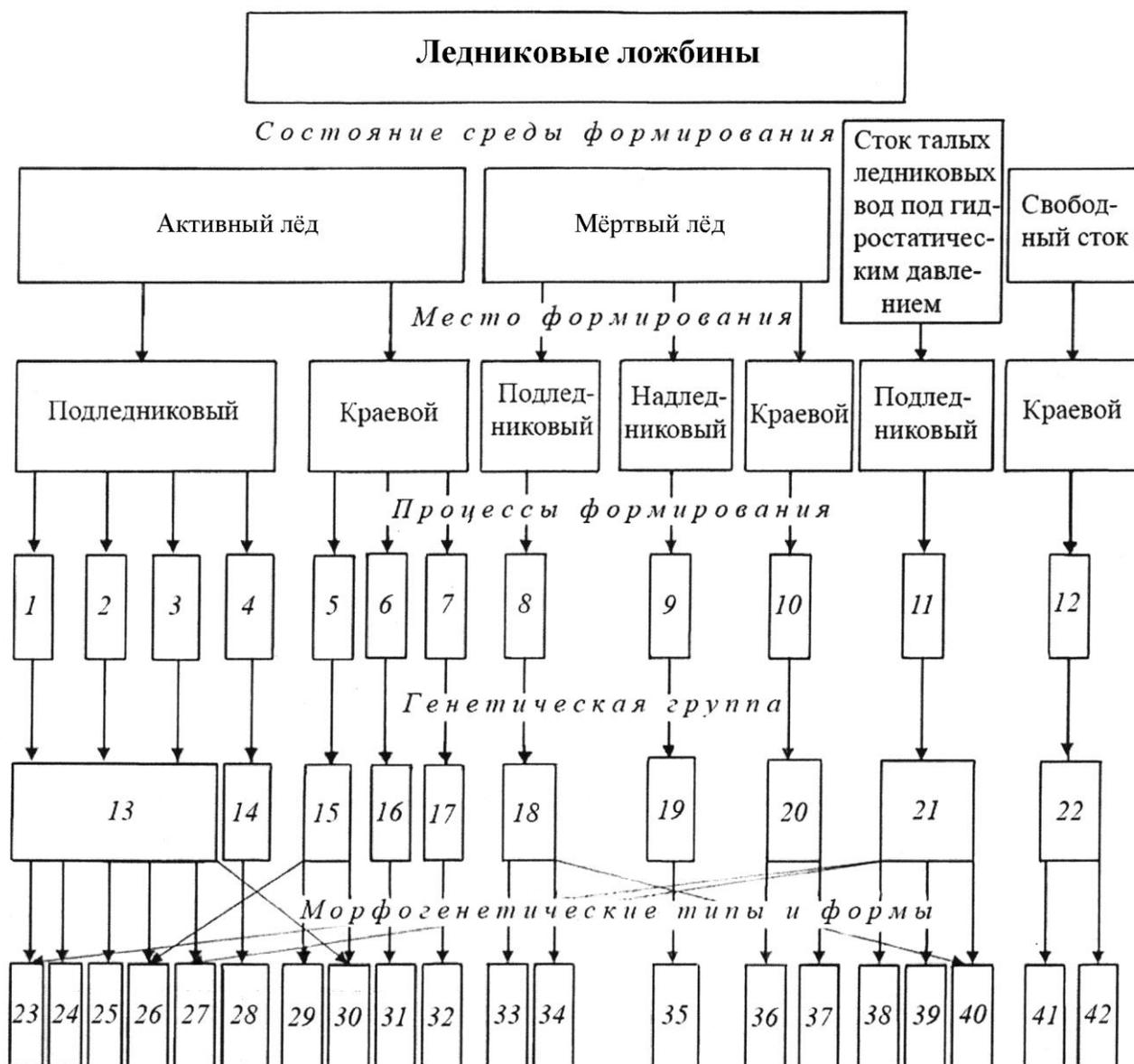


Рис. 63. Классификация ледниковых ложбин Белорусского Поозерья. Процессы формирования: 1 – линейная экзарация; 2 – избирательная экзарация; 3 – площадная экзарация; 4 – неравномерная аккумуляция основной морены; 5 – экскавация жестким напором льда, выдавливание и выжимание; 6 – радиальный разнос скиб; 7 – неравномерная ледниковая аккумуляция; 8 – пластическое выдавливание в трещины и ослабленные зоны льда; 9 –

неравномерная водно-ледниковая аккумуляция; 10 – гляциокарст; 11 – туннельная эрозия и вынос осадка по каналу; 12 – эвразия. Гене-тические группы: 13 – субгляциальная экзарационная; 14 – субгляциальная аккумуля-тивная; 15 – маргинальная гляциотектоническая (протрузионная); 16 – маргинальная растяжения; 17 – маргинальная ледниковая; 18 – подледниковая гляциоинъективная (интрузионная); 19 – наледниковая аккумулятивная; 20 – краевая гляциокарстовая; 21 – субгляциальная размыва; 22 – маргинальная эвразионная. Морфогенетические ти-пы и формы: 23 – котловины экзарации и размыва, 24 – экзарационные ложбины; 25 – экзарационные котловины; 26 – ложбины экзарации и выдавливания; 27 – ложбины выдавливания и экзарации; 31 – браны; 32 - межрядовые ложбины; 33 – инъекцион-ные ванны; 34 – кольцевые формы; 35 – аккумулятивно-просадочные ложбины (кот-ловины, западины, ямы); 36 – гляциокарстовые западины (котловины); 37 – гляцио-карстовые ложбины; 38 – туннельные долины; 39 – туннельные каналы; 40 – ложби-ны субгляциального размыва и выдавливания; 41 – ямчатые рытвины; 42 – леднико-вые котлы и выбоины

С учетом характера перечисленных видов рельефообразующего процесса ложбины дифференцировались на десять генетических групп. В преде-лах каждой из десяти групп выделяются, как показано на схеме, морфо-генетические типы ложбин, обязан-ные своим происхождением конкрет-ному процессу. Многие ложбины созданы не одним, а несколькими про-цессами, т. е. являются полигенетическими, что также отражается в классификационной схеме. Ниже приводится краткая характеристика наиболее распространенных групп ложбин и их типов.

Экзарационно-эрозионные котловины отчетливо проявляются в субчетвертичном рельефе на территории западного и центрального районов Белорусского Поозерья, где создают региональные Видзовское и Полоцко-Чашникское понижения . Эти котловины являются дистальны-ми звеньями обширных субмеридионально ориентированных Рижско-Видзовской и Полоцко-Чашникской систем макропонижений субчетвер-тичной поверхности Восточно-Европейской равнины. Они имеют слабо вытянутую по движению ледника форму до 88 км в длину и до 64 км в поперечнике, глубина их вреза составляет в среднем всего 25 – 35 м (максимальная глубина 60 м). Для этих понижений характерны в общем пологовогнутая форма, неровное дно с многочисленными ложбинами, ваннами, рытвинами и выступами в виде останцев слабо затронутых эк-зарацией пород. В структуре толщи дочетвертичных отложений, слагаю-щих дно и склоны котловин, отмечаются моноклиальные в целом ус-ловия залегания девонских рыхлых маломощных песчаников. Под ними неглубоко находятся скальные породы девона. В пределах гляциодеп-рессий отсутствуют дочетвертичные коры выветривания, неогеновые и нижнеплейстоценовые отложения и наблюдается уменьшение мощности девонских песчаников по направлению к их центру и дистальным скло-нам, пропорционально увеличению вреза. Основание понижений выстла-но основными моренами березинского и днепровского возраста, реже отмечаются водно-ледниковые отложения. Здесь установлено ясно выра-женное эрозионное несогласие в залегании древних девонских пород и более молодых среднеплейстоценовых образований. Морфологические, литологические и стратиграфические признаки свидетельствуют о том, что обособление этих обширных котловин связано с эрозией рыхлых коренных пород наревским и особенно – березинским ледниками и в меньшей степени – воздействием талых ледниковых вод и др.

Экзарационные ложбины представлены довольно широко на северных склонах и днище региональных Видзовского и Полоцко-Чаш-никского понижений. К этому типу отнесены Браславская, Полоцкая, Ушачская, Обольская, Шумилинская, Сенненская погребенные ложбины суб- и меридионального направления и большинство поперечных

врезов. Продольные ложбины имеют прямо-линейную или слабо извилистую конфигурацию и вытянуты на 24 – 44 км, при ширине до 2 км. Их днища наклонены к югу, глубина изменяется от 20 до 157 м. Экзарационные ложбины накладываются на активные зоны разломов, узлы их пересечения и врезаны в поверхность девонских песчаников и песчано-глинистых пород. По морфологии поперечного профиля они U-образные со скалистыми перемычками и западинами на дне. Ложбины, ориентированные поперечно по отношению к направлению движения льда (Шарковщинская, Мосарская, Ольшанская, Черейская, Язбинская и др.), отличаются большей прерывистостью, меньшей шириной (до 1 км) и глубиной (20 – 70 м), дугообразной или прямолинейной формой в плане. Они протянулись по днищу региональных понижений перед их южными склонами, нередко пересекаются с более глубокими продольными ложбинами, их дистальные асимметричные борты на несколько градусов круче проксимальных. Большинство экзарационных ложбин заполнено отложениями березинского и припятского ледниковых горизонтов, хотя отмечаются также локальные врезы наревского возраста. В основании заполняющей толщи здесь вскрыты пачки плитчатых и слоистых основных морен, иногда с отторженцами девонских пород. Местами дно таких форм выстлано супра- и прогляциальными фациями лимногляциальных и флювиогляциальных аккумуляций. Заложение экзарационных ложбин связано с интенсивной линейной экзарацией вдоль разломов, узлов их пересечения, а также у подножий выступов и склонов региональных понижений в течение наревского и березинского оледенений.

Котловины выпахивания встречаются как в региональных понижениях, так и на экзарированной мозаичной поверхности из жестких дочетвертичных пород остальной равнинной части Северной Беларуси. К этому типу отнесены Слободская, Погостская, Гомельская, Черствятская, Ушачская, Отоловская, Заслоновская, Каневская котловины, установленные вдоль подножий ледораздельных Плещеницко-Докшицкого, Лукомльского поднятий и выступов и у западного склона погребенного Восточно-Белорусского плато. В пределах плато, где распространены прочные карбонатные породы, котловин выпахивания меньше. Они установлены в Суражском понижении на присклоновых участках Городокского, Витебского возвышений и у Оршанского выступа. Их длина составляет 3-7 км, ширина 1-2 км, относительный врез изменяется от 30 до 104 м. В плане у котловин обычно округлые и изометричные очертания. Нередко встречаются эллипсовидные, вытянутые по направлению движения льда формы, и полукруглые перед выступами. Котловины отличаются асимметричным продольным профилем с заглубленным и крутым дистальным склоном и пологим и длинным проксимальным. Заполняющие отложения представлены мощными (25 – 40 м) пачками слоистых и полосчатых, часто чешуйчатых основных морен наревского и березинского горизонтов. Их происхождение объясняется избирательной ледниковой эрозией более рыхлых дочетвертичных пород, расположенных у повышений и других структурных элементов ледникового ложа.

Ложбины экзарации и размыва наибольшее развитие получили в южных и центральных районах Видзовского и Полоцко-Чашникского региональных понижений и нередко по простиранию сменяют экзарационные ложбины, образуя с ними линейные цепочки. Крупнейшие из них –Поставская, Видзовская, Глубокская, Лепельская, Чашникская, Селявская палеоложбины. Указанные ложбины характеризуются веерообразной упорядоченностью и расходятся в дистальном направлении. Протяженность их достигает 23 км, ширина не более 2.5 км, а глубина изменяется от 52 до 140 м. В

поперечном сечении они обычно имеют U-образную форму с крутыми бортами и широким пологовогнутым неровным дном, на котором встречаются скалистые выступы, поднятия и узкие V-образные долины. Относительный врез долин может вдвое превышать глубину корытообразной формы. Ложбины экзарации и размыва часто накладываются на активные разломы, выраженные в фундаменте и осадочном чехле. Их борта сложены девонскими песчаниками, днища иногда заглубляются до прочных карбонатных и терригенно-карбонатных пород. На корытообразных участках дно выстлано основной мореной березинского возраста с гляциодинамическими текстурами, в туннельных долинах - песками и песчано-гравийно-галечными отложениями фации субгляциальных потоков березинского, либо сожского оледенений. Происхождение ложбин связано с выпахиванием субстрата березинским ледником и активным преобразованием их субгляциальными потоками талых ледниковых вод в краевых зонах березинского и сожского ледников.

Экзарационные и экзарационно-эрозионные ложбины и котловины составляют основу системы палеоврезов субчетвертичной поверхности Белорусского Поозерья. Остальные типы ложбин выработаны большей частью в четвертичных отложениях и часто унаследуют более древние погребенные образования.

Довольно разнообразные ложбины, возникшие в краевых зонах активных ледниковых покровов. Среди таких форм представлены ложбины выдавливания и экзарации, ванны выдавливания и браны.

Ложбины выдавливания и экзарации встречаются в погребенном состоянии и рельефе земной поверхности. Погребенные ложбины установавлены в кровле березинских и сожских отложений в южных районах региональных понижений. В современном рельефе ложбины этого типа выступают в Мядельском, Глубокском, Лепельском, Селявском, Миорском краевых языковых комплексах. Здесь выделяются крупные Свирьская, Глубокская, Лепельская, Селявская, Сенненская, Соро, Будовичская, Богинская, Браславская ложбины и др. В одних случаях такие врезы тяготеют к осевой части языковых понижений и имеют прерывистую четковидную форму в плане. Цепочками гряд и холмов они иногда разрываются на несколько (2-4) меньших ванн. Другие формы протягиваются вдоль дистального края языков в виде дуги, вогнутой в южном направлении, повторяющей очертания конечных морен. Ложбины выдавливания и экзарации являются широкими (до 2.5 км), протяженными (до 30 км) и глубокими (50 – 70 м) корытообразными формами. Склоны ложбин на участках гляциодепрессий ровные, иногда холмистые, а в краевых зонах – более высокие и обрамлены напорными конечными моренами. Их плосковогнутое дно, осложняется котловинами с озерами, группами моренных и камовых холмов, озерно-ледниковыми уплощенными понижениями и озами. Основные черты конфигурации, ориентировка и размеры крупных ложбин являются отражением морфологии погребенных врезов, а формирование переуглубленных ванн и сопровождающих напорных холмов и гряд объясняется отдавливанием осциллирующими ледниковыми языками обломочного материала в краевые зоны.

Ванны выдавливания встречаются как на низменностях, ложбинах экзарации и выдавливания, так и на возвышенностях и грядах. Примерами таких ванн могут служить котловины озер Свирь, Сетовское, Белое, Вечица, Вечелье, Слидец и др. Ванны представляют собой вытянутые прямолинейные, дугообразные или округлые в плане котловины шириной 0.1 – 2.3 км, глубиной до 20 м и длиной до 15 км, обрамленные с внешней и боковой сторон дугообразной холмистой грядой. Направления ориентировки

различные по отношению к движению льда. Их дно сложено основной мореной, а гряды вдоль бортов – чешуйчато-надвиго-выми пачками моренных супесей и флювиогляциальных песков. Чешуи довольно круто падают в сторону озерных котловин. Подобное строение ванн свидетельствует о их гляциотектонической природе и образовании под небольшими ледниковыми языками за счет срыва и отжатия чешуи материала в краевую зону.

Брамы расположены в осевых частях и на крыльях Свенцянской, Лепельской, Ушачской и других дуг напорных конечных морен. Они представляют собой расширяющиеся к югу (с 1 до 2.3 км), неглубокие (20 – 25 м) и короткие (до 4 км) ложбины с широким плоским дном и волнистыми или ровными довольно крутыми (до 25°) склонами. Днища выстланы торфяниками и часто унаследованы долинами рр. Эсса, Уша-ча, Мяделка, Зарежанка и др. Брамы возникли за счет радиального разноса ледниковым языком сорванных блоков пород.

Ложбины, созданные процессами в массивах мертвого льда, обладают своими морфологическими и генетическими особенностями. Ведущее место среди данных форм отводится гляциокарстовым котловинам, инъ-екционным ваннам и аккумулятивно-просадочным формам.

Гляциокарстовые котловины хорошо выражены на холмистых участках в пределах моренных равнин, ложбин, возвышенностей и в гляциодепрессиях. В холмистом рельефе они имеют округлую или овальную форму в плане, малый диаметр и небольшие относительные глубины, с крутыми склонами, типа котлов и воронок. Котловины на гляцио-депрессиях характеризуются значительными размерами и слабо изрезанными берегами. Иногда их ограничивают склоны пассивного ледникового контакта и озерные террасы. Дно котловин занято средними и крупными озерами. К этому типу форм отнесены котловины оз. Нарочь, Швакшты, Добеевское др.

Инъекционные ванны установлены в пределах Спорницкой, Браславской, Будовичской, Соро и Ушачской ложбин, где располагаются на днище у склонов и на прибортовых участках. Преобладают средние и мелкие ванны, линейно-вытянутые по направлению движения льда, или сложной извилистой формы. Склоны ванн пологовогнутые, в верхней части – выпуклые, сопровождаются гляциоинъективными валами и холмами. Глубокие ванны заняты оз. Споры, Свито, Четверть, Кривое, Липно, Городно, Бикложа, Бездонное, Образцы. Они возникли при выжимании под действием веса больших ледяных глыб пластичных пород и за-тягивании их в ослабленные трещиноватые зоны в основании мертвого ледника.

Аккумулятивно-просадочные ложбины, котловины и воронки широко наблюдаются в Глубельской, Сорочаской, Браславской, Чашникской и Селявской ложбинах и на каменных массивах. Такие формы сочетаются с камами и озами, неглубокие (до 25 м), небольшие по площади, имеют узкие днища и выпуклые (до 35°) склоны, включают мелкие озера и создают пересеченные живописные ландшафты. Они вызваны просадками и неравномерной проекцией на ложе супрагляциальных водно-ледниковых отложений.

Отдельную группу образуют **субгляциальные водно-эрозионные ложбины**. Их роль весьма заметная среди глубоких ископаемых врезов в субчетвертичном рельефе и поверхности березинской и сожской ледниковых толщ. В Видзовском региональном понижении к ним отнесены Верхнедвинская и Воропаевская палеоложбины. Местами, такие формы заложены по днищу крупных Поставской, Чашникской, Лепельской и Видзовской ложбин экзарации и размыва. В земном рельефе обнаруживается связь

расположения врезов с моренными равнинами, районами развития бывших субгляциальных бассейнов и полями песчаных пород. Это узкие (до 300 м), большей частью короткие (до 5 – 7 км), “меандрирующие”, либо разветвленные в плане ложбины с прогляциальными конусами выноса, дельтами, камами и озами на конце. Протягиваются они в суб- и меридиональном направлениях, обычно против уклона поверхности равнин до внешней границы их с прогляциальными образованиями. Склоны ложбин крутые, днище неровное. Многочисленные замкнутые и очень глубокие (до 170 м) V-образные котловины с озерами на дне разделяют перемычки с камами и озами. Ложбины заполнены хорошо промытыми грубообломочными фациями субгляциальных потоков, мелкими песками и сверху перекрыты основной мореной. Среди водно-эрозионных ложбин предлагается различать **туннельные долины**, сформированные субгляциальным потоком в результате меандрирования, и **туннельные каналы**, прорезанные однократным спуском подпруженных вод. В современном рельефе Поозерья в качестве наиболее типичных могут быть названы Сорочанская, Должа, Полсвижская, Бобрикская, Тухинская туннельные долины и Карпинский, Березовский, Белый, Дегтяревский, Забелинский туннельные каналы.

Эвормионные котлы и выбоины развиты у дистального края холмистых конечно-моренных гряд и возвышенностей оршанской стадии, где заняты оз. Рудаково, Воронец, Женно и др. Сюда же отнесены и **ямчатые рывины**, состоящие из вереницы эвормионных котлов, чередующихся с перемычками. Происхождение этой категории форм вызвано эрозией потоков талых ледниковых вод, падающих с ледникового края.

ВЫВОДЫ

Большая часть палеоложбин выражена в рельефе территории Белорусского Поозерья. У древних палеоврезов, заполненных почти до верха, проявляются только главные черты конфигурации в плане и приблизительные размеры. В рельефе такие структуры проступают в виде линейных или языковых понижений, которые плавно сочленяются с прилегающими равнинами и низинами и сопровождаются или перегорожены краевыми грядами и холмами. Их днища едва трассируются и унаследуют комплексы форм Глубокской, Лепельской, Селявской, Сенненской, Чашникской, Будовичской, Соро, Богинской и Браславской ложбин. Сожские погребенные переуглубления обособляются в земной поверхности как крупные глубокие ложбины с четкими крутыми бортами, широким днищем, корытообразным поперечным профилем (Спорицкая ложбина и др.). Поозерские ложбины являются наиболее выразительными и распространёнными отрицательными формами, оставшиеся от плейстоценовых оледенений в Поозерье.

В рельефе палеоложбины выражены преимущественно в разновозрастных поясах краевых ледниковых образований. Они тяготеют к трём таким поясам – оршанскому, витебскому и браславскому, сформировавшимся в результате активной и отчасти пассивной деятельности ледника в оршанскую стадию, витебскую фазу и браславскую стадию поозерского оледенения. Общей особенностью палеоложбин служит то, что с их пространственным положением и ориентировкой совпадают осевые зоны языковых и лопастных краевых комплексов и самые примечательные ложбины поозерского ледника. Однако, среди поозерских ложбин попадаются и такие, которые занимают не осевое положение в ледниковых комплексах, а образуют дуговидные цепи вдоль края ледниковых языков.

В пределах Нарочанского, Лукомльского и Лучёского лопастных комплексов оршанской стадии широко развиты ложбины экзарации и выдавливания, ванны ледникового выдавливания, туннельные долины и каналы, ложбины неравномерной водно-ледниковой аккумуляции и брамы. В центральной части ледниковых комплексов расположены наиболее крупные, радиально вытянутые ложбины экзарации и выдавливания. Ванны выдавливания тяготеют к внутренней периферии конечно моренных дуг. Напорные краевые формы рельефа языковых комплексов разделяются брамами в виде коротких глубоких ложбин, нередко унаследованных сквозными участками долин рек Эсса, Ушача и др. Туннельные долины и каналы протягиваются от уплощённых понижений внутренней части Нарочанской лопасти, Лепельского, Оболянского языков к их краю поперёк конечных морен и имеют спереди водно-ледниковые конуса. Для массивов пассивного и мёртвого льда, заполнявших Глубельскую котловинную ложбину, характерны мелкие межзоровые ложбины.

В структуре Дисненского, Полоцкого и Суражского лопастных краевых секторов витебской фазы развиты наиболее глубокие, широкие и круто-склонные полигенетические ложбины, унаследующие направление и наклон дна погребённых врезов. Здесь они входят в состав Мядельского, Глубокского, Слудецкого, Оболянского и других языковых комплексов фронтальной части секторов. Ложбины занимают близкое к осевому положение в этих комплексах. У большинства отрицательных форм морфологически выступает крупная ящикообразная субгляциальная ложбина, осложнённая разнообразными ваннами и котловинами, рывинами, краевыми образованиями, камами, озами и др. В центральной части Полоцкого сегмента краевой зоны расположены ложбины ледниковой экзарации и выдавливания, сопровождающиеся гляциоинъективными валами вдоль бортов и конечной мореной напора на конце. В пределах краевой полосы Дисненского сектора на днище таких ложбин выражены туннельные каналы, сопряжённые с озами, озоподобными грядами и камами.

В краевом комплексе brasлавской стадии унаследованные ложбины шире развиты на Brasлавской возвышенности, где представлены преимущественно формами ледниковой экзарации и выдавливания. Своеобразие этим ложбинам придают угловые несогласия в расположении с осями видзовского и миорского языковых секторов; пересечение возвышенного водораздела Brasлавской возвышенности и их выклинивание значительно южнее; связь морфологии переуглублений с пульсирующим характером деградирующего ледника. Днище занято многочисленными озёрными котловинами и заторфованными ваннами выдавливания с друмлино-идами, соседствующими с пульсационными гляциоинъективными холмами, грядами и камами.

Определено систематическое положение десяти групп отрицательных форм ледникового рельефа области Белорусского Поозерья. Это позволило систематизировать двадцать разнообразных типов и форм ледниковых ложбин. Предлагаемая классификация отражает условия образования и выражения в рельефе только основных ложбин и не претендует на охват всего разнообразия ледниковых переуглублений. На наш взгляд, она соответствует современному уровню познания, с достаточной полнотой учитывает специфику краевой зоны последнего оледенения Беларуси и может найти применение в геолого-съёмочных и тематических исследованиях

Глава 5

ФОРМИРОВАНИЕ И РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕСУРСОВ ПАЛЕОЛОЖБИН

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЛОЖБИН В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Формирование палеоложбин в субчетвертичной поверхности северной Беларуси было тесно связано с развитием материковых оледенений, процессов перигляциальных и межледниковых обстановок и проявлением неотектонических движений. Наиболее значительную роль в создании и заполнении ложбин сыграли материковые оледенения. Каждый новый ледниковый покров изменял форму и отложения предыдущих и создавал свой неповторимый комплекс ложбин, т. е. определял крупный этап их развития. Наиболее отчетливо следы эволюции проявляются в структуре и палеорельефе древних ложбин.

Выделяются четыре основных этапа ледникового морфогенеза палеоложбин: зарождения начальных локальных ложбин выпахивания (наревский этап), создания региональных гляциодепрессий и основных ложбин на их дне (березинский), заполнения и оформления структуры (припятский) и локального преобразования (поозерский – голоценовый). Этапы развития ложбин существенно различаются палеообстановкой, условиями и процессами на контакте лёд – ложе.

Зарождение древнейших ложбин. Во время максимума наревского оледенения территория северной Беларуси располагалась во внутренней зоне ледникового покрова. Радиально-секторальная динамическая структура ледника и морфоструктурные поднятия и выступы подстилающей поверхности определяли дифференциацию его на активные ледниковые лопасти и потоки, продвигавшиеся в южном направлении вдоль современных Рижско-Видзовской, Псковско-Полоцко-Чашникской и Ладожско-Суражской систем макроразупождений. В потоках, где движение льда было более быстрым и осуществлялось в виде интенсивного послойно-дифференцированного перемещения льда или глыбового скольжения, происходила экзарация ложа и транзит моренного материала [80, 6, 133, 1]. В наибольшей степени экзарация проявилась на территории западного и центрального районов Белорусского Поозерья, где залегают слабые по механической устойчивости песчаники, подстилаемые скальными породами девона. Экзарационное понижение субчетвертичной поверхности осуществлялось на обширных площадях на 30 – 50 м и приводило к заложению региональных Видзовского и Полоцко-Чашникского понижений и обособлению в ледораздельных зонах разобобщённых субмеридионально вытянутых поднятий и выступов.

Пути предпочтительного течения льда проходили вдоль оси понижений, а также вдоль Воложинского, Ивацевичского, Чашникского, Запад-но-Селявского и других разломов и, возможно, отрезков долин бассейнов Палео-Вилии и Палео-Днепра, вытянутых по движению ледника. Врезание вниз локализованных струй ледникового щита приводило к появлению относительно глубоких троговых, в целом субмеридионально ориентированных экзарационных ложбин, а также ванн и котловин,

которые в настоящее время локально выделяются по тальвегу Видзовской, Браславской, Поставской, Глубокской, Ошмянской, Селявской, Карпиничской, Толочинской ложбин. Влияние линейной экзарации сказалось также на склонах и подножьях ледораздельных морфоструктурных поднятий суб-четвертичного рельефа, следствием которой явилось их отчётливое обособление.

На сопредельных с Видзовским и Полоцко-Чашникским понижениями юго-западном и восточном районах движение льда шло по выравненному ложу, сложенному более жёсткими алевролитами, аргиллитами, доломитами и известняками нижнего палеозоя и девона. Здесь экзарация проявлялась в основном избирательно. Следствием избирательного проявления плоскостной экзарации стали мозачные поля сравнительно неглубоких пологих котловин и скальных выступов.

Процесс формирования первых экзарационных врезов сопровождался обогащением содраным и отторгнутым материалом льда и отложением горизонта основной морены. Преимущественно образовывались монолитные фации, заполнявшие углубления ложбин, котловины плоскостной экзарации или составлявших разорванные покровы на цокольных выступах. Благодаря поперечным выступам на дне, высоким бортам ложбин, значительной мощности лёд был также способным к надвигам по внутренним сколам и складчатым деформациям. В таких условиях имели место формирование чешуйчатых и складчатых фаций основной морены.

Во время деградации наревского ледникового покрова экзарационные ложбины были первоначально заполнены мёртвым льдом, который предохранял их от заполнения прогляциальными отложениями. Впоследствии флювиогляциальная аккумуляция происходила на мёртвые льды. Вытаивание их вызывало просадки и обусловило образование супрагляциальных форм на ранее отложенной морене и коренных породах ложбин.

Первый ледниковый этап формирования палеоложбин проявился в зарождении исходных Видзовской, Полоцко-Чашникской и Суражской гляциодепрессий, заложении локальных троговых экзарационных ложбин и пологих ванн и котловин, в создании на их дне маломощных основных морен и супрагляциальных образований. В течение его обособились субмеридиональные макроподнятия и выступы субчетвертичной поверхности, являющиеся в настоящее время цоколями северной части Минской, Городокской, Витебской и Оршанской возвышенностей. Древний главный водораздел впервые в квартере стал орографически хорошо выражен и совпадал с наиболее высокими отметками Плещеницко-Докшицкого поднятия.

В позднеледниковье и в беловежское межледниковье прекратилось гляциокарстовое деформирование поверхности и возникли глубокие (до 30 м) западины и озёра в Новополоцкой, Карпиничской и других ложбинах и на водораздельных участках наревских моренных равнин и поднятий. В озёрных котловинах накапливались беловежские флороносные пески, супеси, мергели и торфяники. Западнее и восточнее Полоцко-Чашникского понижения были заложены глубокие (до 25 м) и широкие (до 4,5 км) долины Пра-Березины и Пра-Днепра, где накапливались русловые пески, а местами – и старичные гиттии и торфяники. В настоящее время пока нет надёжных доказательств флювиальной активности в пределах ледниковых ложбин. Всё же о возможных речных долинах могут свидетельствовать сквозные участки между ложбинами и беловежскими Пра-Березиной и Пра-Днепром.

Создание региональных гляциодепрессий и основных ложбин. Бе-резинское оледенение началось с накопления озёрных и озёрно-делюви-альных, а позже – обширных прогляциальных покровов мощностью до 57 м лимногляциальных алевроитов и глин. Они перекрыли неровности дна наревских ложбин, так что ложе ледникового покрова частично было выравнено.

Когда исследуемая область была перекрыта березинским ледниковым покровом, важную роль на поведение и динамическую структуру ледника сыграли подстилающая поверхность и активизация разломов. Ледниковый покров, двигаясь в юг – юго-восточном направлении, на простр-анстве региональных понижений формировал Вилейскую, Березинскую и Лучесскую лопасти. Зоны разуплотнённого дочетвертичного субстрата, расположенные вдоль и в местах пересечения разломов и мощная толща пластичных глин и алевроитов в пределах исходных ложбин облегчали интенсивную ледниковую экзарацию, тогда как относительно стойкие девонские песчаники на их бортах и соседних участках региональных понижений деформировались слабее. Ледниковый покров врезался в приразломные зоны ложа и проник глубоко в древние ложбины, откуда выносил отложения к периферии лопастей. В этом процессе большая мощность (20 – 50 м) лимногляциального слоя и приблизительно 12 – 130 м девонских песчаников были снесены. По мере удаления пород из ложбин в основании ледника закладывался мореносодержащий слой льда, чья мощность была в 2 – 3 раза больше, чем на соседних участках.

Этап отступления березинского ледника отличался региональными подвижками его края в пределах районов современных Ошмянской, Минской, Холопеничской, Оршанской возвышенностей и Свенцянских гряд, Ушачской, Лукомльской и Витебской возвышенностей. В результа-те геологической деятельности ледниковых лопастей у поднятий Ошмянского разлома, Лукомльского выступа и Оршанского поднятия возникли Ошмянская, Вилейская, Верхнеберезинская, Селявская и другие ложби-ны и котловины экзарации и выдавливания и обрамляющие их с внешней стороны скибовые нагромождения мощностью 20 – 61 м. В последую-щую подвижку ледник отступил к северу в пределы Видзовской, Полоц-ко-Чашникской и Ловатской гляциодепрессий, а к югу от них террито-рия освободилась ото льда. Многие экзарационные ложбины и районы гляциодепрессий оказались вдоль оси и за фронтом лопастей и языков, которые выдавливали отложения наружу на дистальные окончания в виде незначительных складчатых и скибовых гляциодислокаций.

Экзарационная и гляциотектоническая деятельность ледниковых ло-пастей и языков обусловила переуглубление начальных палеоложбин и оформле-ние региональных гляциодепрессий и не очень крупных лож-бин и ванн выдавливания и напорных конечных морен у их южных окон-чаний.

Когда край ледника находился у этой границы, впервые в плейстоцене сложились условия для формирования туннельных долин и каналов в Полоцко-Чашникской гляциодепрессии. В основании Лукомльской ло-пасти, занимавшей это понижение, могли возникать талые воды, где в силу выклинивания девонских песчаников и моноклиального залегания подстилающих аргиллито-глинистых отложений с низкой проницаемо-стью, они, по-видимому, накапливались в песчаниках в понижениях суб-страта – Чашникской, Бешенковичской, Лепельской и других экзарацио-нных ложбинах. В таких условиях, по данным геолого-гидрогеологичес-ких исследований [227, 246], водонасы-щенная толща под напором талых субгляциальных вод приобретала те-кучесть и выносилась в канализированных потоках в краевую зону лед-ника. Появлению

туннельных долин способствовали также чётко наметившийся региональный уклон территории к северо-западу [14, 136] и прерывистое фронтальное отступление ледника.

В результате интенсивной эрозии талых ледниковых вод субгляциальные туннельные долины и каналы врезались в ранее накопившиеся ледниковые отложения и песчаники девона на днище Чашникской, Бешенковичской и Лепельской палеоложбин. Обломочные породы частично заполняли туннельные долины, а в большей степени выносились из под ледниковых туннелей к краю ледника, где переотлагались сразу у их устьев и приледниковых бассейнах и формировали крупные дельты, конусы выноса и зандры. В последующем на днище и склонах рытвин была отложена основная морена.

На всех этапах убывания березинского оледенения в Поозерье существовали приледниковые водоёмы (Вилейский, Крупский, Видзовский, Полоцко-Чашникский), отодвигавшиеся вслед за отступающими ледниковыми лопастями. В палеоложбинах обильно накапливался покров (до 45 м) лимногляциальных глин, а снаружи формировались маломощные алевриты и пески. Ледниковые ложбины оказались в значительной степени занесёнными и сглаженными лимногляциальными аккумуляциями.

В итоге березинского этапа были сильно переуглублены древнейшие палеоврезы, созданы региональные гляциодепресссионные понижения и на их дне появились новые довольно крупные и глубокие ложбины и ванны разнообразного происхождения, которые стали основными в системе палеоложбин субчетвертичной поверхности.

В позднеледниковье и начале александрийского межледниковья небольшие по масштабу термокарстовые просадки относительно слабо деформировали лимногляциальную поверхность ложбин и гляциодепресссий. В небольших воронках на днище Лепельской, Ушачской, Сенненской, Полоцкой, Браславской и других ложбин возникали немногочисленные озёра. Западнее главного водораздела поверхность Видзовского и Вилейского понижений и расположенных здесь ложбин пересекалась Правильной, Праводисной и их притоками глубиной до 20 м, текшими к Балтике. К востоку от водораздела в пределах ложбин Полоцко-Чашникского и Лучесского понижений реки имели характер проток, входивших в Правоберезинскую и Праводнепровскую системы. В термокарстовых озёрах накапливались сапропели и торфа, а в речных долинах отлагался русловой и пойменный аллювий.

Заполнение и оформление структуры палеоложбин (припятский этап). Ледниковый покров днепровской подвижки припятского оледенения наступал с севера. Под сдерживающим влиянием орографических препятствий он разделялся на три потока – Западно-Полесский, Днепровский и Остёрский [113, 159]. Наличие навстречу движению ледника уклонов ложа в Видзовском, Полоцко-Чашникском и Лучесском понижениях вызвали возникновение приледниковых водоёмов. В ложбинах откладывались ленточные алевриты, глины и водно-ледниковые пески 3 – 67 метровой мощности.

На трансгрессивном этапе оледенения по гляциодепресссиям льды имели более свободный сток в южном направлении, по сравнению с поднятиями. Ложбины в гляциодепресссиях способствовали обособлению активных субпотоков и струй. На согласных движению ледника (северных) склонах и районах гляциодепресссий, очевидно, преобладало глыбовое скольжение, в ложбинах и на остальной территории сочеталось вязкопластическое течение и движение льда по внутренним сколам.

Наибольшее распространение в это время получили процессы экзарации и формирования основных морен. Площадной экзарации подвергались северные и южные

склоны и отдельные пониженные участки дна в центре гляциодепрессий. Породы ложа были экзарированы на глубину до нескольких десятков метров. Экзарация концентрировалась в отдельных линейных зонах активных разломов, у подножий выступов и широко развитых ложбинах ледникового субстрата. Линейная экзарация привела к расширению и спрямлению древних ложбин, образованию локальных углублений на их дне, заложению новых экзарационных форм, причленению части из них к ранее созданным и т. д. В последующем на дне ложбин и котловин у ложа ледника при вязкопластическом течении льда отслаивалась массивная основная морена. Там, где лёд взбирался на выступы дна ложбин, у склонов их и дистальных окончаниях со встречным уклоном формировались мощные (до 52 м) чешуйчатые и скибовые фации основной морены, в том числе с отторженцами четвертичных и коренных пород.

Регрессия днепровского ледника на исследуемой территории осуществлялась путём ареальной дегляциации. В пределах самых глубоких ложбин – Видзовской, Глубокской, Лепельской, Чашникской, Сенненской и Шумилинской – отчленились глыбы мощного мёртвого льда. В образовавшиеся вдоль боковых и дистальных бортов подлёдные и открытые трещины выпирались снизу морена и возникали гляциоинъективные гряды-валы и холмы. У края экзарационных форм наметились ванны выдавливания. При вытаивании мёртвых льдов в ложбинах и бессточных котловинах гляциодепрессий формировались озёрные водоёмы. В бассейнах Пра-Вилии, Пра-Дисны, Пра-Березины и других местах, где имелась возможность дренажа талых вод аккумуляровались зандры и озёрно-аллювиальные поля. Происходило общее заполнение древних палеоложбин и выравнивание их с окружающим рельефом.

Сожский стадийный покров припятского оледенения надвигался на область Белорусского Поозерья с северо-запада. Наступание сопровождалось перестройкой структурного плана периферического покрова и более мощным выдвиганием Рижского, Чудского и Ладожского потоков. Перед краем надвигавшегося ледникового покрова были отложены озёрно-ледниковые пески, алевроиты и глины, а позже – зандры. В трансгрессивную фазу ледник производил экзарационно-эрозионную и седиментационную геологическую деятельность.

Ледниковые потоки подвергли почти сплошному разрушению поверхность погребённого Восточно-Белорусского плато. В пределах региональных понижений благоприятные условия для экзарации сложились в отдельных линейных зонах у северного, согласного движению льда склона, а также у южного и восточного склонов с выступами, обращённых в сторону наступающего ледника. В процессе субгляциальной ледниковой экзарации в северных районах гляциодепрессий ледниковые потоки смогли выпахать многочисленные ложбины, а у локальных выступов южных склонов переуглубить днища существовавших палеоврезов до девонских пород. С трансгрессивным этапом связывается отложение покрова основных морен на днищах и склонах всех ложбин.

Дегляциация территории осуществлялась в результате скачкообразного отодвигания края активного льда, которое прерывалось фазиальными ритмическими подвижками. В ходе сокращения сожского ледникового щита проявились мядельская (более ранняя) и миорская (поздняя) динамически активные фазы. Повторные подвижки ледника осуществлялись на границе с мёртвым льдом и сопровождались дифференциацией его периферической зоны. В пределах Рижского, Чудского и Ладожского потоков в мядельскую фазу выделились соответственно Дисненская, Полоцкая и Лучёсская лопасти; в миорскую фазу обособилась Друйковская лопасть. Лопасти состояли из разного количества более мелких языков.

На регрессивном этапе субгляциальные ложбины в соответствии и но-вым структурным планом ледника оказался в пределах краевых и осевых зон отдельных лопастей и языков. В краевой обстановке усилилось воздействие гляциотектонических процессов. Происходило выдавливание отложений из ложбин, краевых и более проксимальных районов гляцио-депрессий на их южные борты. Это вызывало зарождение ванн и котло-вин выдавливания у фронта лопастей и языков, а в ослабленных, трещиноватых зонах между активным и мёртвым льдом – создание складчатых и крупномасштабных надвиговых гляциоструктур и дислокаций – остовов современных Свенцянских гряд, Ушачской, Лукомльской, Оршан-ской, Браславской возвышенностей и др.

С прерывистым отступанием сожского ледника в течение мядельской и миорской фаз связаны периодические выбросы подпруженных субгляциальных талых ледниковых вод. Накопление талой воды ниже подошвы ледника в лопастных и языковых бассейнах может быть объяснено суб-гляциальными гидрологическими условиями, подобными тем, которые существовали во время деградации березинского оледенения. Возможно, что во время днепровской подвижки донные талые ледниковые воды дренировались к югу по незаполненным продольным ложбинам в ложе ледника. Так как эти древние ложбины, выполнявшие роль «дренажных труб», были почти закупорены в основном водоупорными слоями к моменту деградации сожского ледника, сток подледниковых вод прекращался. Подледные талые воды с избыточным давлением локализовались на лёд – ложе контакте в центре Видзовского, Полоцко-Чашникского и Друйского понижений. Во время отступления ледников мядельской и миорской фаз талые ледниковые воды мобилизовались согласно новому структурному плану и выбрасывались к краю вдоль осевых зон отдельных языков (Поставского, Воропаевского, Верхнедвинского и др.). Они размывали в ложе многочисленные V-образные туннельные долины и каналы. Наиболее глубокие и выразительные туннельные долины создали отдельные Воропаевскую, Верхнедвинскую и другие рывины, а также заложились унаследованно на днище в дистальных краевых частях Поставской, Глубокской, Лепельской, Чашникской, Браславской и Видзовской палеоложбин. Песчаный материал был вынесен к югу и переотложен как зандр в бассейнах рек Виляя, Березина и Дисна.

В пределах равнин и краевых образований во время стагнации ледника мореносодержащий лёд и донная морена практически не подвергались эрозии талых вод. Здесь в ложбинах формировались плоские и холмистые моренные участки днища и прямые склоны. В Чашникской ложбине и прилегающей территории, где возникло ледниковое озеро и аккумуляровался лимногляциальный материал, происходило нивелирование рельефа.

В результате отмеченных выше особенностей геологической деятельности припятского оледенения, по существу, закончилось оформление большей части древних ложбин и котловин, но возникла небольшая группа новых ложбин, преимущественно туннельных долин и каналов. Преобладание в ходе днепровской стадии гляцигенной и прогляциальной водно-ледниковой аккумуляции над экзарационно-эрозионными процессами проявилось в полном заполнении глубоких ложбин в субчетвертичной поверхности. В течение сожской стадии морфогенез ложбин сконцентрировался вдоль осевых и краевых зон ледниковых лопастей и языков. В формировании ложбин в качестве основных событий имели следующие явления: 1) субгляциальной ледниковой экзарации, сопровождавшейся выработкой экзарационных ванн и бортов ложбин; 2)

гляциотек-тонического выдавливания и деформирования пород в краевой обстановке с переуглублением врезов субчетвертичной поверхности и созданием ванн выдавливания и гляциодислокаций мядельского и миорского краевых комплексов; 3) субгляциальной водной туннельной эрозии отложенной ложа с образованием глубоких и узких самостоятельных туннельных долин и каналов, унаследовавших древние палеоложбины; 4) субгляциальной ледниковой аккумуляции, обусловившей создание моренного покрова и выполаживание ложбин.

Локальное преобразование рельефа (позднеплейстоценово- голоценовый этап).

Окончательное вытаивание погребённых глыб льда в самом конце ледниковой эпохи и в муравинское межледниковье привело к гляциокарстовым деформациям моренной поверхности ложбин и гляциодепрессий и образованию многочисленных воронок и западин с озёрами. Особенно изобиловали озёрами экзарационные ванны Чашникской, Полоцкой, Суражской ложбин и водно-эрозионные рытвины Верхнедвинской и Лепельской ложбин. Озёрные котловины и западины постепенно обмелевали и заполнялись муравинскими озёрными и озёрно-болотными отложениями.

Происходил глубинный врез возрождавшихся рек бассейнов Западной Двины, Немана и Днепра в днище ложбин и водораздельные участки гляциодепрессий Белорусского Поозерья. Главный водораздел сместился на сожские возвышенности и гряды и принял субширотное, близкое к современному положение. На участках пересечения ложбин крупными реками сформировались довольно широкие (1 – 1.5 км) и глубокие (до 25 м) долины. Свидетельств сильной активности мелких рек в пределах ложбин не обнаружено. В межледниковых долинах аккумуляровался аллювий сожского позднеледниковья и муравинские пойменные фации.

В ранне- и среднепоозерское время в ходе наступания ледника и установления перигляциальных условий усиливалась активность делювиального смыва, процессов солифлюкции, водной эрозии и аккумуляции на преобразование ложбин. Происходило сильное морозное выветривание пород склонов и поднятий и делювиальный снос продуктов выветривания в озёрные котловины и речные долины. В условиях прогрессирующего похолодания, прерывавшегося стадиями потепления, понижения и озёрные котловины заполнялись озёрными, делювиально-солифлюкционными и органогенными озёрно-болотными слоями. В больших объёмах обломочный материал поступал также в речные долины, где способствовал накоплению руслового аллювия с линзами межстадиального торфа и суглинков, а затем – перигляциального аллювия подпрудного типа (усвячской свиты).

Во время трансгрессивного этапа перед ледниковым краем появлялись предледниковые плотинные озёра. По мере наступания ледника они смещались к югу и занимали обширные пространства севера Беларуси. В прогляциальных водоёмах были отложены мелкозернистые пески, алевролиты и нередко шоколадные глины, которые существенно смягчили рельефность древних ложбин и образовали довольно обширные песчаные поля.

В максимальную стадию оледенения территория Белорусского Поозерья перекрывалась периферическим покровом с мощностью льда от 300 м у края до 500 – 700 м на широте северной точки области [6]. Сложный рельеф подстилающей поверхности в значительной мере определял в пределах периферического покрова обособление потоков, лопастей и языков. На участках региональных понижений обособлялись Балтийский поток, формировавший Нарочанскую ледниковую лопасть; Чудский выводной ледник, заканчивавшийся Лукомльской лопастью; и Ладожский ледниковый поток с

Лучёской лопастью на окончании. Ледо-разделами между потоками и лопастями служили остовы Ушачской и Го-родокской возвышенностей.

Растекание льда лопастей было дивергентным. В их теле возникали субпараллельные и веерообразно расходящиеся линии тока (струи, суб-потоки), разделённые ослабленными зонами [1, 80, 113]. Линии тока заполняли крупнейшие палеоложбины и понижения ложа и выдвигались дальше к югу, образуя ледниково-вые языки (Вилейский, Свирьский, Нарочанский, Паликский, Селявский, Обольский и др.).

В ложбинах, оказавшихся во внутренней зоне, ледниковые языки про-изводили небольшую экзарацию и локальные переуглубления дна. У ма-ксимальной границы индивидуализированные языки осуществляли нез-начительную гляциотектоническую деятельность, возможно, по причине вязкого растекания льда. Трансгрессивный этап проявился в общем сни-жении поверхности ложбин, появлении на их днище переуглубленных участков, спрямлении плановых контуров.

В регрессивный этап оледенения условия формирования ложбин пре-допределялись характером деградации ледникового покрова и преобра-зованиями в гидросфере. Сокращение оледенения сопровождалось обра-зованием периферических участков мертвого льда и проявлением актив-ных осцилляций ледникового края, которые преобладали [6, 192]. В ходе деградации оледенения самые крупные под-вижки проявлялись в витебскую фазу и браславскую стадию.

В процессе убывания ледника оршанской стадии динамика ледниково-вых лопастей и отдельных языков была в значительной степени автоном-ной [152]. В пределах Нарочанской лопасти складывались бла-гоприятны условия для нагнетания податливого материала ложа и основ-ной морены в ослабленные зоны, параллельные линиям тока. Здесь струи льда дивергентно растекались, под ними располагались продольно вытя-нутые экзарационные ложбины и котловины, растяжения во льду созда-вали радиальные ослабленные зоны и сохранялся стационарно-динами-ческий режим лопасти. В результате на площади Нарочанской равнины струи льда смогли сдеформировать и отдавить породы субстрата и море-ну в ледоразделы и одновременно сформировать Свирьскую ложбину, котловины будущих озёр (Нарочь, Швакшты и др.) и субмеридионально-го отрезка р. Виляя, а в ледораздельных зонах – создать радиальные гря-ды.

На Лукомльской и Лучёской лопастях ледникового щита существо-вали иные условия. В этих секторах проявлялось фронтальное сокраще-ние при осцилляциях и рецессиях. В их краевой части зарождались Уша-чский, Селявский, Сенненский, Лучёсиннский языки с автономным ос-цилляторным режимом. Так, в ходе деградации Селявского ледникового языка проявилось три динамических активных осцилляции. Дегляциация других языков включала 1 – 2 подвижки. Ледниковые языки в пределах дистальных окончаний и сужений палеоложбин и гляциодепрессий и вследствие повторных надвиганий испытывали продольное и боковое сжатия. Такие условия предопределяли появление здесь во льду разры-вов, складок, вызывали выдавливание блоков пород и мореносодержа-щего льда в краевые зоны языков. Концы Ушачского, Лепельского и Сенненского языков осциллировали в пределах узкой границы с омерт-вевшими массивами льда и создавали характерные, углубляющиеся к внешнему краю языковых гляциодепрессий и ложбин ванны оз. Сеннен-ское, Лукомльское и цепи маргинальных ложбин, сопровождаемые море-нами напора. В осевых частях и крыльях дуг при радиальном разносе языками льда сорванных блоков пород возникали брамы в форме ложбин (Лепельская и др.). В пределах Селявского языка в условиях скачкооб-

разного отодвигани края активного льда вглубь и его кратковременных подвижек на омертвевшие краевые полосы льда в осевой наиболее пониженной части в Селявской палеоложбине оформлялись уплощённые расширенные ванны и холмистые напорные гряды, которые ориентировались поперек направлению наступания языка.

Заметное влияние на развитие ложбин области Белорусского Поозерья оказали процессы дренажа талых ледниковых вод под ледниковым покровом. Это воздействие выразилось в следующем.

Ледниковый щит обусловил разгрузку базальных талых вод через проницаемые песчано-алевритовые отложения ложа в приледниковую сторону. Талые воды возникали в основании ледника в результате геотермического тепла и тепла от трения [177]. По оценкам специалистов [246] поля тонкозернистых субгляциальных отложений, которые накопились в палеоложбинах, имели способность дренировать только четверть всех донных вод. Позади Вилейского, Лепельского, Селявского, Сенненского ледниковых языков под ледниковым щитом воды могли накапливаться в понижениях субстрата. Свидетельствами тому в пределах ложбин служат многие из межморенных водноосажденных отложений, включающие озерно-ледниковые глины, алевриты, водно-ледниковые пески и вытаявшие морены. Формированию субгляциальных озёр способствовали: уклоны ложа навстречу движению ледника с градиентом, превышающим градиент ледниковой поверхности; низкая гидравлическая проводимость субстрата; многолетняя мерзлота мощностью около 5 – 200 м вдоль края ледника [202, 135, 246]. Аналогичное субгляциальное подпруживание талых ледниковых вод во время фазы надвигания случалось во многих краевых регионах последнего оледенения. Например, в Германии [247, 246], Дании [235], Польше [244], Литве [225], России [195] Формирование локальных субгляциальных озёр было зарегистрировано в понижениях, прилегающих к котловине Балтийского моря. В Миннесоте [262] и Висконсине [228] субгляциальные озёра возникали за краем висконсинского оледенения в основании лопастей Сьюперие и Зеленого Залива.

Отступление оршанского ледника вызывало изменение в субгляциальном режиме гидросферы. Оно заключалось в том, что как только отступающий ледниковый край достигал районов талого субстрата и субгляциальных бассейнов подпруженных вод в основании Нарочанской лопасти (ныне районы Сорочанских озёр, Лепельского, Селявского и Сенненского языков, огромные объёмы подпруженных талых ледниковых вод были внезапно мобилизованы и выброшены в краевую зону ледника. Схожие явления наблюдаются на современных ледниках в Исландии и названы йокульлаупами [177]. Процесс водной разгрузки сопровождался интенсивным размывом в ложе узких V-образных туннельных Сорочанской, Худовецкой, Полсвижской, Бобрицкой, Тухинской и других долин и каналов. Эродированный валунный, гравийно-галечный и песчаный материал был вынесен к югу и переотложен как флювиогляциальные конусы выноса, озокамовые цепи, массивы и дельты на дистальных продолжениях туннельных ложбин у н.п. Завидиненты, Лепель, Прошика, юго-западнее г. Сенно. После этого рытвины были частично заполнены субгляциальными флювиогляциальными аккумуляциями и запломбированы льдом.

В тылу активных структур ледника на развитие ложбин заметно сказывалось послонно-пластическое течение льда и перегруженность его нижнего слоя обломочным материалом, что привело в создании покрова донной морены и выполаживанию поверхности ложбин ложа. Впрочем, нередко происходило заполнение мореной

ослабленных зон в основании льда и образовались невысокие моренные холмы на днище и склонах.

В условиях стагнации оршанского ледника в трещинах и проталинах льда по бокам и днищу ложбин и поперечных трещинах отчленения по-лей мертвого льда стекали потоки талых вод к краю ледника и происходило водно-ледниковое осадконакопление. Местами, во внутренних зонах Сорочанской, Сенненской ложбин и Лепельской гляциодепрессии отток талых вод затруднялся и в ледниковых трещинах и проталинах шло лимногляциальное осадконакопление. В итоге на днище и бортах, а иногда и поперёк ложбин, формировались флювиокамы, лимнокамы, озовые гряды с покрывкой лимногляциальных глин и камовые террасы.

В витебскую фазу подвижки динамическая структура ледникового покрова частично унаследовала структурный план максимального этапа. Ледниковый покров перекрывал Видзовскую, центральную и северную части Полоцко-Чашникской низин и Суражскую равнину Дисненской, Полоцкой и Суражской лопастями и продвинулся к возвышениям ложа у Свенцянских гряд, Ушачской, Городокской и Витебской возвышенностей. Обычно по меридионально вытянутым Поставской, Глубокской, Чашникской, Сорочанской ложбинам и Каспянской депрессии край ледника двигался несколько дальше к югу, образуя Мядельский, Глубокский, Чашникский, Сорочанский и другие языки, которые окаймлялись полями мертвого льда.

Оформление палеоложбин шло в краевой и осевой зонах языков ледника и сопровождалось изменением субгляциального процесса в ходе витебской подвижки. Во время наступания в пределах палеоложбин возникали активные струи льда и ограничивающие их трещины в леднике вследствие разницы между скоростями движения потоков и малоподвижных масс льда и изменения уклонов ложа. Нередко, вдоль широких ложбин двигалось несколько непрерывных струй льда, обособленных системами трещин и ослабленными зонами. Так, в Спорницкой ложбине их было не менее трех шириной до 250 м, которые экзарировали ложе вдоль западной стороны ложбины. В Будовичской и Сорочанской ложбинах в прибортовых участках возникало два индивидуализированных субпотока шириной 250 – 400 м каждый. Под ними формировались котловины будущих озёр ложбинного типа. Субгляциальная ледниковая экзарация обусловила выработку экзарационных ванн и бортов ложбин (рис. 64 А).

Сильное преобразование рельефа палеоложбин произошло при деградации ледника витебской фазы, которое характеризовалось преобладанием прерывистого фронтального сокращения с 4 – 5 осцилляциями. Субгляциальные гидрогеологические условия способствовали активному проявлению водной туннельной эрозии [Комаровский, Комаровская, 2003а, б]. В течение осцилляций в результате последовательной разгрузки талых вод больших подледниковых озёр в Полоцкой низине по туннелям и выноса прежде сформированных водно-ледниковых отложений на опущенных участках днища Спорницкой ложбины размывались рывины озёр Глодово и Должа, а в северной части Глубокской ложбины зарождалась линейная цепочка туннельных каналов озёр Муромщина, Белое, Березовское и Карпинское (см. рис. 64 Б). Туннельные долины и каналы прогрессивно удлинялись против направления течения талых ледниковых вод путем последовательного причленения новых (2-5) туннельных рывин с озами и камами в устьях, фиксирующих этапы спуска субгляциальных бассейнов в пределах нынешней Полоцкой низины (рис.65).

Кроме туннельных долин эрозия формировала каналы, врезавшиеся вверх в ледник у ледникового ложа. Этот процесс особенно отчетливо проявился на днище Спорницкой и

Будовичской ложбин. Врезанию каналов вверх в ледник способствовали увеличение прочности субстрата и сопротивляемости его к эрозии по мере врезания талых вод в субстрат, пломбирование льдом ранее сформированных рытвин, начало таяния ледника и появление в ложбинах все большего количества воды [247, 117, 119]. Эти каналы прокладывали себе путь к краю ледниковых языков по системам трещин, заложившихся ранее между струями активного льда (см. рис. 64 В). Скорость и транспортировочная энергия потоков не были одинаковыми. Как показывают элементы текстуры и структуры отложений на днище каналов, сначала возникали подледниковые слабые потоки или подпруженные водоёмы с периодически возобновлявшимся течением, где аккумулировались мел-

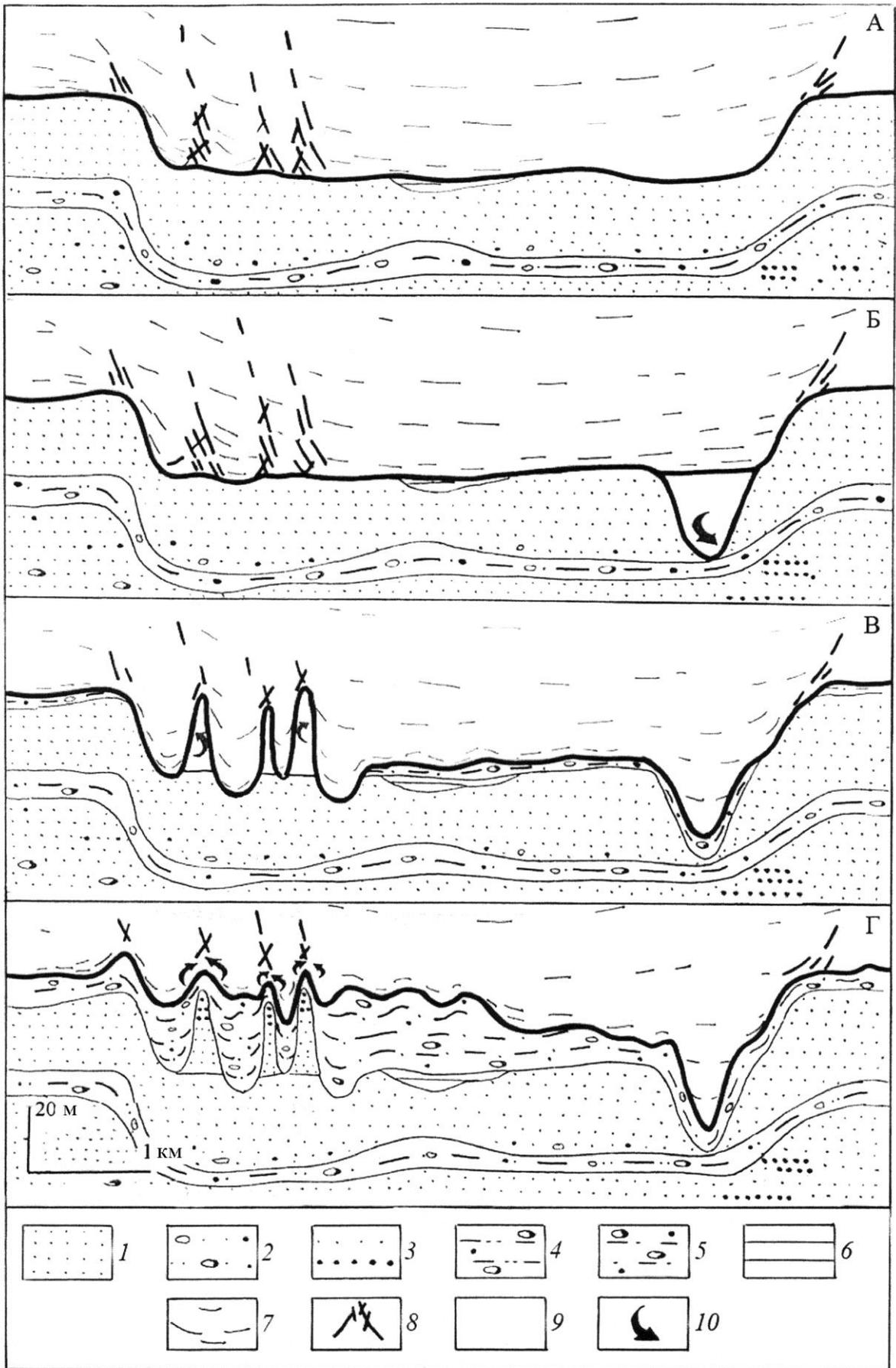


Рис. 64. Развитие Поставской ложбины в поозерское оледенение: А – стадия субгляциальной ледниковой экзарации, Б – водной туннельной эрозии отложений субстрата, В – то же ледника, Г – ледниковой аккумуляции; 1 – водно-ледниковый песок мелкозернистый, 2 – песок разномзернистый с гравием, галькой и валунами, 3 – песчано-гравийный материал, 4 - 5 – морена, 6 – лимногляциальная глина, 7 – лед, 8 – трещины в леднике, 9 – талая ледниковая вода, 10 – направление движения

ко- и тонкозернистые пески. Укрупнение механического состава пород свидетельствует о более сильном выносе материала в сужающихся присводовых частях и возможном поступлении его из моренонасыщенных стенок и сводов ледяных каналов. В верхней части каналов отлагался слой разномзернистых песков, песчано-гравийного и гравийно-галечно-го материала до окончательного их заполнения. После этого на водно-ледниковых аккумуляциях была отложена донная морена. Аккумуляция донной морены способствовала смягчению рельефности небольших рыт-вин, а в каналах основания льда – приводила к увеличению высоты и расширению гряд и холмов, превращению их в ледниково-флювиогляци-альные формы (см. рис. 64 Г). Часто каналы во льду заполнялись только мореной за счет быстрого встречного движения струй льда и образывались невысокие моренные грядки и холмы на днище.

Экзарационные ложбины, туннельные долины служили также благоприятными местами для ледникового выдавливания. В ходе активных осцилляций Мядельский, Воропаевский, Глубокский, Соро и другие ледниковые языки смогли отжать породы в своей периферической части и сформировать многочисленные ванны (оз. Мядель, Лотва, Сетовское), а с их внешней стороны – напорные конечные морены. Гляциотектонические процессы обусловили прерывистый характер и четковидный плановый рисунок ложбин. При регрессии витебского ледника на ограниченных участках краевой полосы проявились эпизодические пульсации-серджи [70]. В частности такой характер имел, по видимому, Глубельский выводной язык. Названный язык растекался в юго-западном направлении от фронта Дисненской лопасти по понижению до Константиновской гряды, перекрытом маломощным мертвым льдом [139]. В ходе пульсации сформировалась Глубельская котловинная ложбина выпавивания и выдавливания.

В начальную фазу стагнации в зоны трещиноватости и полости мертвого льда, совпадающие с простираем бортов и поднятиями дна ложбин, снизу нагнетался водно-ледниковый и моренный материал и возникли купола, брахиантиклинальные и более протяженные антиклинальные складки. Эти нарушения сформировали невысокие инъективные гряды, валы и холмы на склонах и днище Будовичской, Соро, Глубокской ложбин.

В открытых трещинах, проходящих вдоль бортов, и проталинах поверхности льда в центре ложбин, местами осаждался флювиогляциальный материал и формировались озы и камы. Особенно широко такие образования формировались в пределах Глубельского языка, где была очень велика поверхностная трещиноватость и мощность омертвевшего льда. Талые воды образывали вдоль трещин надледниковые долинки и проталины, по

которым стекали в сквозную долину р. Страча. Заполнители супрагляциальных трещин дали систему субпараллельных маргинальных озв, камов и камовых террас, к центру языка сходящихся в мощную ра-диальную гряду, что предопределили современный облик поверхности Глубельской ложбины. Исследователь озер Белорусского Поозерья О. Ф. Якушко [217, 218] полагает, что в полосе холмисто-моренных Свенця-нских гряд и к северу от них в стадию дегляциации многочисленные озерные котловины и ямчатые рытвины (Рудаково, Воронеж, Веркуды, Женно, Камайское, Светлое и др.) были выточены мощными водопада-ми, низвергавшимися с ледникового края.

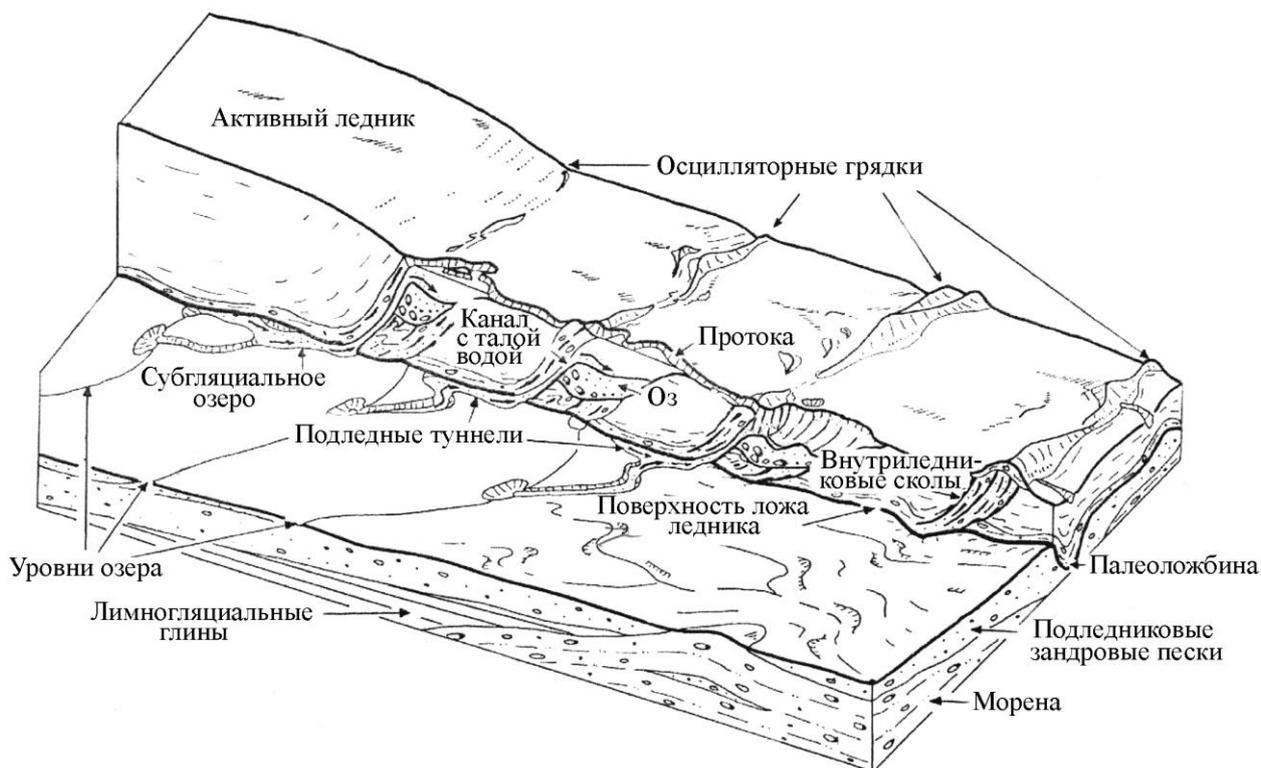


Рис. 65. Блок-диарамма образования рытвин подледникового стока талых вод, озв и камов северной части Глубокской ложбины

В заключительный этап дегляциации на флангах Глубельской и Будовичской ложбин аккумуляровались флювиогляциальные конусы выноса и зандры. Вдоль Соро ложбины образовывались долины стока, расчленившие поверхность её восточного борта. Происходило общее выравнивание северных участков ложбин абразионно-аккумулятивной деятельностью Полоцкого и Суражского приледниковых бассейнов, возникших впоследствии в гляциодепрессиях.

В браславскую стадию новое крупное наступание ледника привело к активизации ледникового литоморфогенеза в пределах палеоложбин на севере Белорусского Поозерья. Оформление палеоложбин шло в краевой полосе Балтийского ледникового потока, в ходе двух фаз. В более раннюю из них палеоложбины оставались заполненными мертвым льдом. В их пределах перед краем браславского ледника накапливались маломощные флювиогляциальные песчаные отложения, а также лимногляциальные алеврито-глинистые породы, которые формировались в огромном приледниковом

Полоцком бассейне. Фронт ледника выдвигался в юго-восточном направлении со значительным угловым несоласием к субме-ридиональным палеоложбинам. В краевой зоне выделялось два микроязыка: видзовский и миорский [156]. Первый из них заполнил северную половину Богинской ложбины, уходящей значительно южнее. Браславская ложбина оказалась близка к ледоразделу между макроясками. В максимальное надвигание ледниковые макрояски характеризовались относительной стабильностью, слабой локальной эрозией ложа вдоль оси и бортов ложбин и незначительными проявлениями гляциотектоники у края.

В этап дегляциации максимальной фазы, когда преобладало фронтальное сокращение с 2 – 5 осцилляциями, ледник отдавливал из Богинской ложбины и окружающих депрессий водно-ледниковый материал ложа и морену в краевые части языков. В ходе осцилляций создавались ванны выдавливания с оз. Высокое, Долгое и разграничивающие их фронтальные дуги мелких гряд и холмов Богинской ложбины. Таяние внешних частей языков и массивов мертвого льда в ложбине сопровождалось формированием гляциоинъективных гряд и холмов на бортах котловин, созданием маргинальных оз и камового рельефа с внутренней стороны конечно-моренных дуг и на днище ложбины, сглаживанием неровностей лимногляциальным осадконакоплением в понижениях.

Во вторую фазу браславской стадии при преобразовании палеоложбин большую роль сыграли эпизодические пульсации ледника. По данным исследований, проведенных А. В. Матвеевым [152] и совместно с Э. А. Дроздовским [156], в пределах браславского сегмента края поозерского ледника зарождалось большое количество языков и микроясков вследствие повышения температуры и внутренних эффектов неустойчивости. В процессе пульсаций языки выдвигались на заполненные льдом Браславскую ложбину и другие понижения, частично выдавливали лимно-, флювиогляциальные и моренные отложения и создавали на них конечно-моренные гряды и холмы, а с их проксимальной стороны – новые котловины и ванны ледникового выдавливания. Языки каждой последующей пульсации смещались в сторону от направления предыдущего сёрджа и формировали свои котловины, ванны и краевые гряды нередко с боковым смещением и угловым несогласием к ранним углублениям и грядам. В ходе растекания языков растягивающие напряжения создавали во льду ослабленные зоны, параллельные линиям тока, куда инъектировался пластичный песчаный, песчано-гравийный материал ложа и морена. В этих условиях возникали инъективные холмы (друмлиноиды).

С активными надвиганиями отдельных ледниковых языков во время деградации оледенения связано образование ложбин с друмлинизированным днищем и в других районах Браславской возвышенности (восточнее д. Слободка). При таянии языков первичный внешний облик палеоложбин был в различной степени преобразован. В Браславской палеоложбине преобразования сказались значительно. В условиях таяния мертвого льда гряды и холмы перегораживали ранее созданную ложбину, образуя межозерные перемычки, острова и полуострова, а котловины и ванны выдавливания причленились к бортам ложбины, увеличивая её площадь и изменяя конфигурацию. Вдоль соприкосновения омертвевших ледниковых языков, обычно на перемычках и на участках склонов палеоложбин, происходила эрозия поверхности льда и размыв ранее накопленных конечных морен водно-ледниковыми потоками, стекавшими в дистальном направлении, и аккумуляция разнообразных флювио – и лимногляциальных камовых образований. В итоге на межозёрных перемычках оз. Струсто и Дривяты, Снуды и

Волосо и вдоль северо-западного склона котловины оз. Снуды возникли холмистые массивы камов.

В дальнейшем более низкую южную часть ложбины заливал приледниковый водоём. Неровности ложбины вокруг котловин оз. Болойсо, Во-йсо сглаживались путем покрытия лимногляциальных ленточных отложений. У дистального берега водоемов формировались береговые аккумулятивные отмели и бугристый рельеф.

В позднеледниковое время заметное воздействие на преобразование ледниковых ложбин гляциодепрессионных низменностей и равнин оказало формирование речных долин Западной Двины, Вилии и их притоков. Будовичская, Соро и Верхнедвинская ложбины, Лепельская брама были рассечены широкими долинами приледниковых прорывов. На участках пересечения ложбин в долинах Западной Двины, Уллы, Эссы, Ушачи, Страчи закладывались верхние эрозионные и цокольные террасы, выстланные покровом гравийно-галечного и грубопесчаного аллювия. В начале аллерёда и в конце позднего дриаса происходило глубинное врезание рек в днище ложбин, а в промежутке между этими событиями – заполнение врезов аллювием. В результате в реках, наследующих или пересекающих ледниковые ложбины, возникли первая (аллерёдская) терраса и началось накопление аллювия высокой поймы.

Постепенно вытаивали глыбы мертвого льда, пломбировавшие глубокие котловины и пониженные участки дна ложбин. На повышенных участках дна Споричской, Глубокской, Соро ложбин зарождался западинный холмисто-моренный рельеф. Камовые холмы и многочисленные западины видоизменяли пониженные места Чашникской, Сенненской, Соро, Будовичской ложбин, а в Глубельской ложбине при вытаивании мертвого льда оформлялся озово-камовый комплекс.

В дриасовое время поверхность ложбин была усложнена первыми озерами. Как отмечают О. Ф. Якушко и многие исследователи [22, 41, 81, 83, 84, 88, 203], в протаивавших гляциокарстовых западинах с раннего дриаса в течение фаз похолодания накапливались песчано-гравийные и песчано-глинистые отложения с небольшим содержанием органики. В аллерёде в западинах были шире выражены процессы заболачивания и рост болотных торфяников, которые ныне погребены под позднедриасовыми и голоценовыми озёрными осадками.

Гляциокарстовые просадки оказали важное значение в формировании различных морфогенетических типов озёрных котловин в ложбинах [6, 217]. С их проявлением связано развитие небольших округлых и овальных мелких просадочных западин с озёрами и без них на моренных и зандровых частях днища ложбин и на поверхности позднепоозерских террас в долинах. В Глубельской и Чашникской ложбинах (южнее г. Чашники), где просадки в ходе таяния мертвого льда сопровождались неравномерной аккумуляцией водно-ледниковых отложений, возникли многочисленные аккумулятивно-просадочные озёрные котловины и западины.

Вытаивание глубоких и крупных рытвин протекало с участием термокарстовых, аккумулятивных и других факторов. В результате этого озёрные котловины принимали более сложную морфологию и происхождение. В туннельных долинах (Сорочанской, Аутской, Тухинской и др.) склоны осложнялись моренными холмами, озами, камами и камовыми террасами и возникали аккумулятивно-водно-эрозионные озёрные котловины. Освобождение ото льда ложбин выдавливания в краевых зонах поозерского оледенения сопровождалось перегораживанием их конечно-моренными грядами, холмами и озами, образованием островов, полуостровов и поднятий дна, изменением размеров и конфигурации. В итоге появлялись наиболее крупные аккумулятивно –

протрузионные (экзарационные) озерные котловины Нарочанской, Ушачской, Лепельской, Бра-славской групп и оз. Селява. В то же время большинство озерных ванн Свирьской, Спорницкой, Соро, Будовичской ложбин не претерпели существенных гляциокарстовых преобразований. Просадочные протрузионные озера Свирь, Споры, Свито, водно-эрозионные Должа, Глодово и протрузионно – экзарационные Соро, Белое, Липно, Городно, Будовесть, Лесковичи сохранили главные черты рельефа, обусловленные ледником и субгляциальными тальми водами.

В начале голоцена установились межледниковые условия и завершился гляциокарст. Ложбины приобрели отчетливую морфологическую выраженность. На их днище почти полностью оформились озерные котловины, разделяющие их гряды, холмы, западинно-холмистые равнинные поверхности и другие основные формы.

Вдоль побережий озер проявлялось абразионно-аккумулятивное преобразование склонов. Возникали нижние аккумулятивные террасы. На на-ветренных склонах оз. Мядель, Лепельское, Селява, Бра-славских вырабатывались абразионные обрывы высотой 4 – 8 м. В голоцене в озерах накапливались песчано-глинистые, органические и карбонатные осадки. В долинах Западной Двины, Вилии и их крупных притоков на участках пересечения ложбин вырабатывались высокая и низкая пойма. Появилось много межозерных мелких речек – проток. На днище ложбин они сформировали широкие низкие поймы. Бессточные западины, пологие берега озер и речные поймы интенсивно заболачивались и перекрывались торфяниками. В крутые склоны ложбин и озерных котловин врезались молодые овраги и балки. В устьях эрозионных форм на днище у склонов появились небольшие конусы пролювиально-делювиальных отложений. Определенную роль в изменении природного рельефа ложбин сыграли техногенные процессы. Поверхность ложбин заметно преобразовывалась мелиоративными и дорожными канавами, выемками и насыпями, карьерами, силосными ямами, отвалами и т.д. Местами, как например, в гг. Глубокое, Лепель, Бра-слав, Чашники, Сенно, г.п. Свирь, произошло переустройство естественного рельефа в техногенный.

Таким образом, на позднеплейстоценово-голоценовом этапе преобразование палеоложбин определялось, в основном, стадиями и фазами по-вторных надвиганий поозерского ледника, периодами субгляциальной эрозии талых ледниковых вод и установлением межледниковых условий в голоцене. Первое обстоятельство обусловило широкое развитие ложбин и котловин выдавливания и экзарации с напорными грядами, холмами и формами мертвого льда в стадияльных и фазиальных краевых по-лосах. Периоды выброса субгляциальных подпруженных вод, сопровождавшиеся эрозией пород субстрата, привели к размыву в ложе туннельных долин, каналов и возникновению флювиогляциальных конусов выноса, озово-камовых цепей, массивов на дистальных окончаниях. Ледниковые ложбины, осложняясь туннельными рывтинами, стали полигенетическими. В течение позднеледниковья и голоцена ложбины приобрели современный свежий разнообразный рельеф с озерными котловинами, заболоченными западинами и разделяющими их холмами и грядами и др.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ОХРАНА ПРИРОДЫ

Выполненные исследования палеоложбин в практическом аспекте могут быть использованы при поисках и разведке пресных подземных вод, полезных ископаемых и разработке мероприятий по охране природы.

Подземные воды в четвертичных отложениях, заполняющих погребённые ложбины, служат источником водоснабжения гг. Поставы, Глубокое, Лепель, Чашники, Сенно, Новолукомль и других городских и сельских населённых пунктов. Скопления пресных подземных вод связаны не с каждой охарактеризованной выше палеоложкой, а локализуются только во впадинах определённого геологического строения. Анализ гидрогеологических условий палеоложек показал [121], что крупные запасы воды формируются в ложбинах экзарации и размыва, а также в ложбинах водно-ледникового размыва.

По мнению Г. И. Горецкого [61], наиболее глубокие участки таких палеовпадин, заглубленные в девонские, силурийские, ордовикские либо кембрийские отложения, играют роль дренажей, по которым происходит перетекание напорных подземных вод из водоносных горизонтов дочетвертичных пород в озерные котловины и речные долины. По линиям палеовпадин подземные воды перетекают в эксплуатируемые водоносные горизонты в 10 – 15 раз интенсивнее [85]. Запасы подземных вод формируются в основном за счёт естественной инфильтрации атмосферных осадков в области питания и их перетекания в ложбины и за счёт разгрузки напорных глубинных вод дочетвертичной толщи.

В пределах ложбин ледниковой экзарации и размыва подземные воды содержатся в водно-ледниковых отложениях березинского, сожского и поозерского подморенных водоносных комплексов, которые часто в местах размыва морен связаны в один березинско - сожский, реже в березинско – поозерский водоносный комплекс. Такие покровы заполняют на отдельных участках почти до краёв палеоложки, имеют выдержанную мощность, значительную площадь распространения, перекрыты, и как правило, подстилаются моренами. В пределах ложбин водно-ледникового размыва месторождения подземных вод приурочены к их нижним частям, выполненным флювиогляциальными отложениями. Водовмещающая толща в большинстве случаев залегает на коренных породах и перекрывается одной – четырьмя моренами и лимногляциальными образованиями. Водоносные флювиогляциальные породы представлены песками разного гранулометрического состава, преимущественно мелкозернистыми с редкими прослоями крупнообломочного материала (коэффициент водоотдачи от 0.1 до 0.3). В пределах этих структур заключено ряд крупных бассейнов. Запасы отдельных месторождений составляют от 71 до 3177 млн. м³[121]. Подземные воды пресные, удовлетворительного качества, с минерализацией до 1 г/дм³, гидрокарбонатного магниево - кальциевого (кальциевого – магниевого) состава. В пределах палеоложек основной водоносный комплекс относительно изолирован слабопроницаемыми моренными и лимногляциальными отложениями от поверхности и вышележащих водоносных горизонтов и хорошо защищён от антропогенного загрязнения.

Поиски и разведка подземных вод в палеоложбинах должны проводиться с учётом указанных закономерностей распространения, строения и формирования рассматриваемых бассейнов. Наиболее перспективными для обнаружения месторождений туннельных рывин следует считать площади южных окончаний Видзовского, Полоцко-Чашникского понижений и других гляциодепрессий, поля развития в ложе четвертичного покрова песчаных пород, пояса краевых ледниковых образований березинского, сожского и поозерского оледенений, приразломные зоны. Прежде всего скопления подземных вод следует искать в песчаных и гравелистых отложениях на днище и на дистальных окончаниях туннельных долин, в местах

пересечения таких рытвин с современными речными долинами. Нередко характер гляцигенных палеоложбин достаточно отчетливо проявляется с помощью метода высокоточной гравиметрии и на аэро- и космоснимках [153]. В рельефе прямые поисковые признаки позволяют сравнительно легко выделить зоны локализации подземных вод. На таких участках отмечаются многочисленные источники, ручьи, озера, осуществляется заболачивание днищ и т.д.

Наибольший практический интерес представляют крупные и относительно выдержанные месторождения пресных подземных вод в Поставской, Глубокской, Видзовской, Чашникской палеоложбинах экзарации и размыва, в Верхнедвинской и поозерских туннельных долинах (рис. 63). Ложбины ледниковой экзарации и выдавливания и небольшие ванны выдавливания менее перспективны на выявление крупных месторождений пресных подземных вод, так как обладают менее мощными и выдержанными водоносными горизонтами и заполнены обычно алевроито-глинистым, моренным и другим материалом. Следует однако отметить, что на ряде участков у подножий бортов ложбин и склонов обрамляющих холмистых форм, по берегам озер и рек встречаются выходы подземных вод значительного дебита (до 5 – 10 л/сек). Эти явления объясняются присутствием между моренами более мощных водоносных горизонтов и единой гидродинамической системы напорных межморенных вод, соединенных с грунтовыми водами. Такие воды выступают на поверхности в виде как отдельных источников, так и переувлажненных полос. В ложбинах рассматриваемых типов необходимо обращать внимание на тела песчаных, песчано-гравийных и гравийно-галечных отложений березинского – днепровского, днепровского – сожского, сожского – поозерского водоносных горизонтов, которые характеризуются большей площадью распространения, выдержанной мощностью, гидравлической связью и значительными дебитами подземных вод. Эту группу месторождений целесообразно исследовать как источник водоснабжения сельских населенных пунктов, отдельных ферм и создания местных водозаборов для орошения.

При разведке месторождений пресных подземных вод в погребенных ложбинах водно-ледникового размыва с их линейной вытянутостью скважины размещаются по профилям. Водозаборы лучше закладывать вдоль тальвега ложбин с учетом ям и перемычек на их днище. Для скопления подземных вод зандровых, камово-озовых отложений межморенных горизонтов в палеоложбинах экзарации и выдавливания можно использовать одиночные разведочные и водозаборные скважины. Следует придерживаться структурных ловушек в их подошве, учитывать внутреннее строение и водообильность водоносных горизонтов и др.

Полезные ископаемые в ложбинах представлены широким набором и интенсивно используются в народном хозяйстве [61]. Основными среди них являются месторождения строительного песка и песчано-гравийных смесей, кирпично-черепичной глины.

Месторождения строительных песков и песчано-гравийных материалов сосредоточены в туннельных долинах, конусах выноса и зандрах, осцилляторных конечных моренах, камовых холмах и террасах, озах и долинах крупных рек, пересекающих ложбины. Накопление песчано-гравийных смесей и грубых песков было наиболее выражено в периоды отступления березинского, сожского и поозерского ледников и связано с выполнением туннельных долин и каналов и образованием у их дистальных концов конусов выноса, приледниковых дельт и других водно-ледниковых форм в краевых зонах ледниковых лопастей и языков. Почти все они находятся в южной

и северо-западных частях Поозерья. Выявленные скопления этих пород либо приурочены к днищу ложбин водно-ледникового размытия, либо встречаются в конусах выноса, дельтах, озах и камах на их южных окончаниях. Самые значительные залежи вскрываются в Поставской, Чашникской, Верхнедвинской, Видзовской, Воропаевской, Глубокской палеоложбинах.

В пределах палеоложбин покровы гравийных песков и песчано-гравийных материалов имеют выдержанную мощность до 100 м, линейно- и извилистую в плане форму, ширину от нескольких десятков метров до 300 м. Запасы такого сырья составляют 0,3 – 15,8 км³. В конусах выноса и дельтах выявленные песчаные и песчано-гравийные тела овальные или веерообразные, протяженностью до 38 км, они шире, обычно имеют мощность 15 – 30 м (максимальную – до 112 м) и более крупные запасы сырья. Такие скопления находятся под мощной (25 – 90 м), сильно обводнены и настоящее время относятся к непромышленным. Рациональным видом использования песчаных тел является добыча из них пресных подземных вод.

Вместе с тем, значительный интерес представляют флювиогляциальные конусы выноса, дельты, озы и камы, расположенные у дистальных устьев туннельных долин земного рельефа. Наиболее крупные из таких месторождений установлены на южных окончаниях Сорочанской ложбины (между дд. Завидиненты, Супруненты, Лылойти, Коробки), Тухинской ложбины (западнее г. Сенно от д. Горы до д. Латыголь), а также с дистальной стороны туннельных долин, занятых оз. Забелинское, Дегтяревское (севернее г. Глубокое) и др. Здесь залежи песчано-гравийного материала и строительного песка выходят на поверхность, обычно находятся в благоприятных гидрогеологических условиях и разрабатываются карьерным способом.

Богаты гравийными песками и песчано-гравийным материалом флювиогляциальные конусы выноса и дельты, расположенные у дистальных окончаний ложбин ледниковой экзарации и выдавливания и вдоль осцилляторных краевых комплексов. Участки потенциальной добычи такого сырья выявлены с внешней стороны Селявской, Богинской ложбин, Лепельской брамы, на южных склонах Прошицкой, Колодницкой холмистых конечных морен. Залежи выделяются хорошей сортировкой, окатанностью и разнообразием механического состава обломочного материала от валунов и гальки (вершины конусов выноса) до мелких песков (у их подножья). Весьма перспективны площади развития покровных зандров, прослеживающиеся у бортов Селявской, Бобрицкой, Полсвижской и Будовичской ложбин.

В качестве объектов поиска заслуживают внимания также зоны пересечения р. Западная Двина Будовичской, Соро и других ложбин. Здесь установлена принадлежность песчано-гравийно-галечного материала, грубых и промытых песков к конусам выноса в устьях долин приледниковых прорывов и участкам ниже устьев. Для обеспечения местных потребностей в гравии и строительном песке существенное значение имеет дислоцированный флювиогляциальный материал, участвующий в строении напорных конечных и радиальных морен. Пачки грубообломочных отложений приурочены как к остовам гряд, так и холмам на их гребне и склонах, отличаются скибовой или глыбовой структурой, переслаиваются с моренными супесями и слоями алевроитов и мелкого песка и, как правило, перекрыты маломощной покрывкой основной морены. Особенно многочисленны названные месторождения на бортах Свирьской, Селявской и Браславской ложбин.

Камовые и озовые отложения ложбин в отличие от вышеназванных залежей бедны гравийными песками и песчано-гравийным материалом. Это связано с условиями их

формирования преимущественно в супрагляциальных водоемах и руслах со слабо выраженной проточностью или с чередованием динамичных и застойных фаз. Залежи грубых песков тяготеют к камам, камовым террасам и озам, которые формировались прежде всего в динамически активных и крупных потоках талых ледниковых вод. В связи с этим надледниковые флювиокамы и озы в устьях Тухинской, Полсвижской, Белой, Карпинской, Дегтяревской и других крупных туннельных долин и каналов явно перспективнее для поисков, чем формы смешанного типа и лимногляциальные. Известна принадлежность грубых и промытых песков и песчано-гравийных отложений к озово-камовому рельефу Глубельской ложбины, к озоводобным грядам и холмам Споричской ложбины, к отдельным камам и их массивам на днище и бортах Браславской, Богинской, Чашникской, Будовичской и Соро ложбин.

Месторождения глинистых пород для производства кирпича, керамики, дренажных труб и черепицы объединяются в две группы: 1) лимно-гляциальные глины и суглинки, в основном березинского, припятского и поозерского возраста и 2) моренные суглинки и супеси. Глины первой группы месторождений выявлены в Верхнедвинской, Сорочанской, Ле-пельских, Селявской, Чашникской, Сенненской и Полоцкой ложбинах. Эти глины образуют обычно пластовые и линзовидные залежи. Пластовые залежи протягиваются вдоль ложбин на несколько километров, иногда достигая 12 – 30 км при ширине около 1 – 8 км. Они имеют мощности до 52 – 83 м, фациально изменчивы по площади и относительно выдержаны по разрезу. Наиболее мощные и высококачественные глинистые породы приурочены к глубоководным фациям, заполняющим центральные пониженные участки ложбин.

Сравнительная геологическая характеристика глин по выявленным месторождениям и проявлениям основных ледниковых горизонтов позволяет отметить следующие особенности. Самыми значительными по объему и мощности являются глины березинской регрессивной серии. Перспективные участки глинистых пород установлены в пределах днищ Чашникской, Сенненской палеоложбин и на площади лимногляциального бассейна южнее Селявской палеоложбины. Их плановые очертания определяются бортами палеоврезов. Сырьё этих залежей характеризуется выдержанным составом, мощностью и низким содержанием включений. Однако березинские глины залегают на больших глубинах (53 – 113 м) в неблагоприятных гидрогеологических условиях. Месторождения глинистых пород припятского возраста приходятся на Селявскую и Чашникскую палеоложбины и принадлежат в основном регрессивной серии днепровского подгоризонта. Контуры месторождений контролируются глубокими понижениями на их днище. Глины образуют линзообразные тела, имеют невыдержанную мощность, частые алевритовые и мелкопесчаные прослои. Перспективные глинистые залежи также залегают весьма глубоко (50 – 80 м) от земной поверхности. Глины и суглинки месторождений поозерского возраста известны в Сорочанской, Верхнедвинской, Ле-пельских, Чашникской, Богинской и других ложбинах. Эти месторождения залегают как среди фаций приледниковых бассейнов на бортах ложбин и прилегающих участков днищ гляциодепрессий, так и в лимнокамах среди ложбин в благоприятных гидрогеологических условиях. В первом случае длина выявленных глинистых тел составляет 0,7 – 1 км, они изометричны в плане, имеют мощности 2 – 18 м, пластовую или линзообразную форму залежей, более или менее выдержаны по разрезу с возрастанием содержания глинистых частиц сверху. Запасы такого сырья составляют несколько миллионов кубометров. Во втором варианте протяженность залежей редко превышает 400 м, ширина 250 м, они округлой или вытянутой формы, имеют

мощности до 10 м и образуют куполовидные тела. Сырье месторождений лимнокамов характеризуется невысоким качеством и более скромными запасами.

Месторождения моренных суглинков и супесей отмечаются в Спорницкой, Глубокской, Полсвижской, Чашникской, Сенненской, Будовичской, Соро, Браславской и других ложбинах, входящих в состав краевых комплексов поозерского ледника. Скопления этого материала, как пра-вило, находятся в пределах повышенных центральных участков днища ложбин и на их бортах. Здесь они связаны с моренными холмами, гляци-оинъективными валами и напорными конечными моренами. Их габариты обычно соответствуют размерам форм. Мощность пород варьирует в пределах 2 – 6 м. Запасы достигают *млн т.* Форма тел куполо-, вало-образная ли в виде наклонных пластин с падением в сторону ложбин. Глинистый материал обычно сильно дислоцирован, содержит много включений, прослоев песка, алеврита и песчано-гравийных образований.

Выявленные особенности локализации, строения и формирования все-го этого строительного сырья позволяют сделать следующие рекоменда-ции по дальнейшему направлению геологоразведочных работ в пределах палеоложбин. Поиск новых крупных месторождений песчано-гравийного материала и строительных песков необходимо проводить на площадях развития флювиогляциальных конусов выноса, дельт и зандров у южных окончаний всех туннельных долин и каналов, а также на дистальных ко-нцах ледниковых ложбин, склонах и подножьях краевых образований, соответствующих максимальным границам оршанской и браславской стадий. Поисковыми признаками таких стройматериалов являются круп-ные плосковершинные холмы и валы, выравненные поверхности с об-щим уклоном в дистальном направлении; многочисленные скопления валунов («каменицы») над их выходами. Глинистое сырье следует искать на полях развития линогляциальных пород, прежде всего в глубоких час-тях Сорочанской, Бобриксской, Полсвижской, Чашникской, Богинской, Верхнедвинской ложбин и прилегающих гляциодепрессий, и на участках распространения покровов основной морены и гляциодислокаций с учас-тием лимногляциальных и моренных отложений на поднятиях дна, скло-нах ложбин ледниковой экзарации и выдавливания и находящихся по со-седству гляциодислокаций. Индикаторами глиен служат участки лимнока-мовых и моренных форм рельефа, заболоченные западины.

Прогнозные площади основных групп минерального сырья показаны на картосхеме полезных ископаемых палеоложбин (см. рис. 66). На ней, в частности, выделено девять участков на песчано-гравийные материалы (Завидиненты, Борисы, Дубровка, Волколата, Полсвиж, Боровка, Проши-ка, Дубняки, Пятницкое), семь на песок балластный и строительный (Ли-пники, Забелье, Браслав, Струсто, Лукомлький, Гуськи, Жарцы) и четыре площади на глинистое сырьё (Малая Страча, Зеленка, Дуброво, Ставро-во).

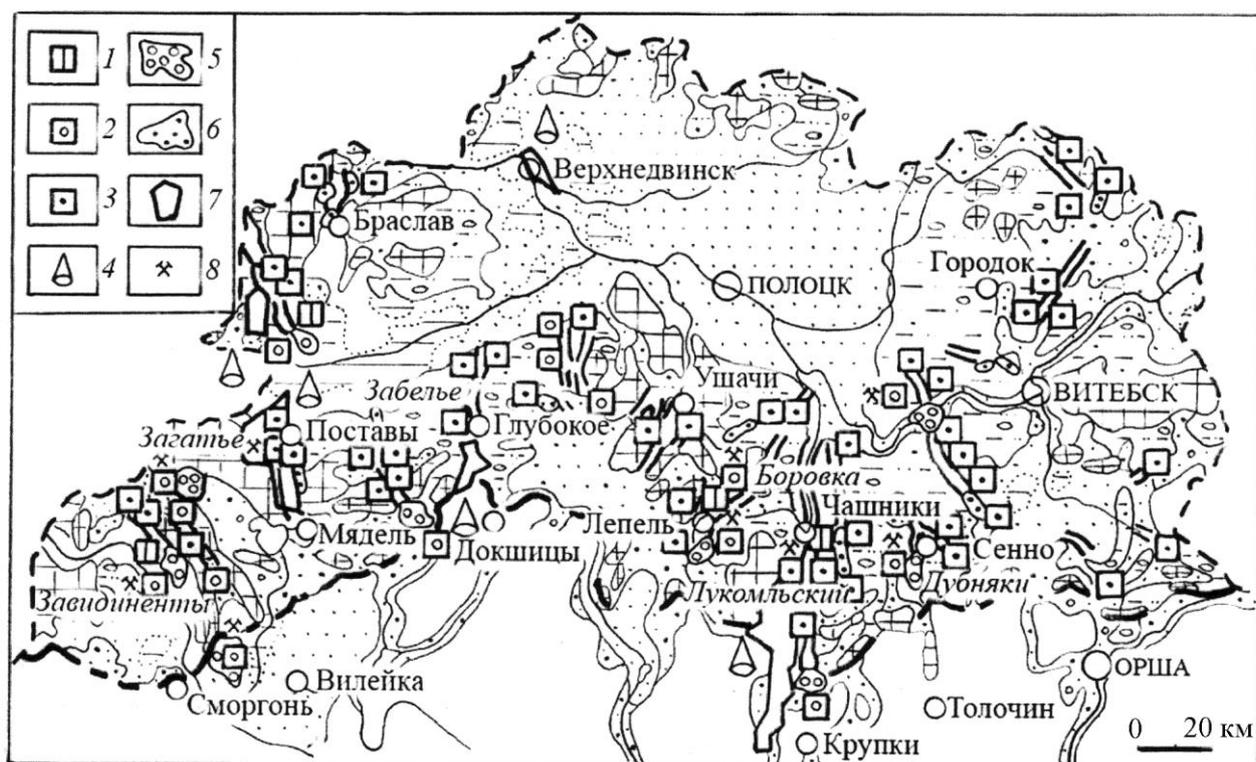


Рис. 66. Полезные ископаемые палеоложбин. Месторождения: 1 – глины кирпичные, черепичные и гончарные, 2 – песчано-гравийный материал, 3 – песок балластный и строительный, 4 – пресные подземные воды. Площадное распространение полезных ископаемых: 5 – песчано-гравийный материал, 6 – строительный и балластный песок, 7 – бассейны пресных подземных вод, 8 – эксплуатируемые месторождения

Приведенные материалы дают возможность рационально планировать и более эффективно проводить поисковые работы на гравий, строительный песок и глинистое сырье.

Охрана природы. В ледниковых ложбинах местами встречаются редкие и достопримечательные геологические и геоморфологические объекты. Одни из них выходят на поверхность в виде природных обнажений, крупных валунов; другие создают эталонные озы, камовые холмы и террасы, озерные котловины, гляциодислокации, комплексы холмисто-котловинного и грядового рельефа и др. Такие уникальные, либо наиболее типичные для своего рода образований объекты природы, имеющие важное значение для понимания геологической истории всего региона Бело-русского Поозерья, являются геолого-геоморфологическими памятниками или геосайтами [257].

Памятники природы ложбин в результате строительства дорог, мелиорации болот, заложения карьеров и силосных траншей, свалок хозяйственно-бытовых отходов, испытывают значительные антропогенные преобразования. Все это приводит к нарушению первозданного вида природных геологических объектов – исчезновению болот, озер и криниц, выравниванию русел малых рек и проток, уничтожению фрагментов и даже отдельных форм рельефа, т. е. к обеднению разнообразия богатого геологического наследия. Остро встает вопрос о сохранении тех геолого-геоморфологических объектов, которые еще выделяются в пределах ложбин относительно

ненарушенным состоянием, редкой выразительностью, разнообразием, своими размерами и живописностью.

Концепция выделения самых интересных геосайтов в ледниковых ложбинах и других территориях Белорусского Поозерья в настоящее время разрабатывается в ИГ и Г НАН Беларуси В. Ф. Винокуровым [251, 252, 253, 30], Э. А. Левковым, А. К. Карабановым [145]. По мнению этих специалистов она должна основываться на следующих принципах: 1) выделение и охрана памятников, которые отражают своеобразие строения недр и рельефа северного региона (показательные формы рельефа, характерные источники, гляциодислокации, валуны); 2) выбор объектов для охраны равномерно со всей территории Белорусского Поозерья; 3) отбор комплекса геосайтов, а не отдельных наиболее ярких типов, приоритетных по отношению к другим; 4) выделение памятников путем их сравнительного анализа.

В пределах ложбин уникальные объекты геологической среды, которые требуют сохранения и охраны, можно отнести к геоморфологическому, стратиграфическому, минералогическому, петрографическому, гидрогеологическому и комплексному типам, выделенным по существующей классификации [145]. При оценке и выборе геосайтов, предназначенных для сохранения, основываются обычно на таких критериях как репрезентативность, типичность, уникальность природных объектов, их научно-познавательная, эстетическая значимость, рекреативное значение и др. [30, 257]. Важное природоохранное значение в ложбинах имеют также комплексы (узлы) геологических, геоморфологических памятников разных типов и неодинаковых категорий значимости, которые все вместе дают представление о геологическом строении и развитии территории.

Для сохранения ледниковых ложбин и самых интересных объектов на их площади создаются геологические памятники природы и заказники. Часть таких объектов охраняется также в составе национальных парков, природных заповедников, ландшафтных, гидрогеологических и биологических заказников, водоохраных зон озер и рек. По данным Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды РБ по состоянию на начало 2003г на территории ложбин существует... охраняемых геологических объектов площадью ...км². Среди таких объектов ... заказников, ...редких или типичных форм рельефа, ...ледниковых валунов и ...геологических обнажений. Для особо охраняемых природных территорий обычно устанавливается строгий режим охраны и проводится мониторинг.

Мероприятия по отбору и сохранению самых примечательных ледниковых ложбин, эталонных их фрагментов и геологических объектов сейчас осуществляются во взаимосвязи с соседними европейскими странами. Это сотрудничество развивается Европейской ассоциацией по охране геологического наследия Европы (ProGEO) под эгидой ЮНЕСКО в рамках долгосрочного проекта ГЕОСАЙТЫ и направлено на составление полного реестра наиболее ценных геологических и геоморфологических памятников Европы. В Беларуси пять представительных ландшафтных геолого-геоморфологических и геоморфологических заказников – «Голубые озера», «Аутская ледниковая ложбина», «Сетовская сеща», «Ложбинные котловины озер Долгое и Псуя» и «Спорицкая ледниковая ложбина» были предложены в качестве кандидатов для внесения в Европейский лист геологического наследия [Komarovskiy, Komarovskaya, 2001].

В ландшафтном заказнике «Голубые озера» охраняется почти первозданный рельеф выводного ледникового языка: ледниковая котловинная ложбина с системами озовых гряд, камовых холмов и террас, ваннами экзарации и выдавливания и озерными

котловинами (см. рис. 38). Заказник «Аутская ледниковая ложбина» восточнее г. Глубокое включает фрагмент типичной ложбины экзарации и расположенные на ее днище комплекс камовых холмов и террас и долину р. Аута. Рельеф заказника «Сетовская сеща» представлен ложбиной ледникового выдавливания с оз. Сетовское и обрамляющими ее фронтальной и боковыми напорными конечно-моренными грядами (см. рис. 50). Территория охраняемого ландшафтного геоморфологического заказника «Ложбинные котловины озер Долгое и Псуя» включает уникальные ванны ледниковой экзарации и выдавливания, в одной из которых находится самый глубокий водоем Беларуси – оз. Долгое (54 м). В заказнике «Спорицкая ледниковая ложбина» западнее г. Поставы сохраняются характерные для ложбины экзарации, выдавливания и размыва комплексы форм рельефа, представленные такими образованиями, как моренные холмы, озы, озоподобные гряды и инъективные холмы, а также разобщающие их котловины и ванны выдавливания, гляциокарстовые котловины и туннельные рытвины, занятые озерами Споры, Свито, Свитка, Должа, Четверть и др. (см. рис. 48). Ряд ценных и уникальных геологических обнажений и характерных ложбин рекомендован для внесения в европейский реестр геосайтов так же и в Области Центрально-Белорусских возвышенностей и гряд [31, 254].

ВЫВОДЫ

В эволюции палеоложбин установлено четыре основных этапа, связанных с деятельностью всех четырех оледенений: 1) зарождения начальных ложбин выпахивания, 2) создания региональных гляциодепрессий и основных ложбин на их дне, 3) заполнения и оформления структуры и 4) локального преобразования.

В течение наревского оледенения происходило выпахивание первых локальных ледниковых ложбин и котловин, отложение основной морены и водно-ледниковых аккумуляций на их днище. В березинский этап экзарационное переуглубление древнейших отрицательных форм сменялось субгляциальной эрозией талых ледниковых вод. В итоге в субчет-вертичном рельефе были созданы региональные понижения и основная часть ложбин разнообразного происхождения.

В течение днепровской стадии припятского оледенения отмечались только незначительные линейная экзарация и гляциотектоническая деятельность в пределах палеоврезов. Палеоложбины были до краев заполнены мощными моренными и озерно-ледниковыми накоплениями. Эти податливые отложения выпахивались и выдавливались из палеоложбин и переотлагались вдоль их бортов в виде дислокаций и напорных конечных морен во время фаз сожской подвижки. Сокращение ледника сопровождалось врезанием новых рытвин, частично унаследовавших и переуглубивших уже существующие палеоложбины. В итоге припятского оледенения практически оформилась нынешняя структура палеоложбин.

В течение поозерского оледенения и голоцена палеоложбины возродились. Они были осложнены мелкими ваннами выдавливания и экзарации, перегорожены напорными грядками и холмами и преобразованы формами мертвого льда в стадиальных и фазиальных краевых полосах. Изредка в ледниковых ложбинах и понижениях генерировались рытвины стока субгляциальных талых вод. Позднеплейстоценово-голоценовый этап преобразования привел к оформлению свежего разнообразного облика ложбин.

Расположение палеоложбин предопределялось дифференцированной реакцией дочетвертичного ложа на ледниковое перекрытие, а конкретно – широким развитием слабых песчаников в центральной и западной частях Белорусского Поозерья, неглубоким залеганием здесь пород скально-го типа с моноклинальным уклоном навстречу леднику и наличием зон разуплотненных отложений вдоль разломов и в узлах их пересечения.

Следует выделить как очень важные в морфогенезе палеоложбин экзарационную деятельность древнейших ледниковых покровов и субгляциальную водно-ледниковую эрозию.

В ходе наревского и березинского этапов ледниковые покровы вызывали экзарационное снижение субчетвертичной поверхности на обширных площадях западного, центрального и в меньшей степени восточного Поозерья. Ледниковому разрушению и удалению подвергались верхние слои девонских пород мощностью в 40 – 60 м. В итоге дифференцированной экзарации в северном регионе Беларуси, который в доледниковое время представлял собой повышенную денудационную равнину с пологим наклоном к юго-западу и югу, были созданы региональные понижения и образованы субмеридионально ориентированные разобщенные поднятия и выступы. Возникновение макropонижений явилось причиной отсутствия доледниковых флювиальных и озерных образований, редких и фрагментарных местонахождений отложений беловежского и александрийского межледниковий. Вместе с тем оно предопределило место формирования ледниковых ложбин и преобладание среди них экзарационных, водно-эрозионных и полигенетических типов.

Субгляциальная водно-ледниковая эрозия, установленная для периодов сокращения березинского, сожского и поозерского оледенений, проходила путем быстрых выбросов больших объемов воды и, возможно, за счет канализированного течения водонасыщенного песка. Быстрые спуски субгляциальных талых ледниковых вод предопределялись подпруживанием талых вод многолетней мерзлотой за ледниковым краем, образованием гляциодепрессий (коллекторов талых ледниковых вод и прерывистым фронтальным отступанием ледникового покрова. В области Белорусского Поозерья условия для возникновения глубоких туннельных долин и полигенетических ложбин субчетвертичного рельефа сложились впервые в конце березинского оледенения, когда большие объемы талой ледниковой воды выбрасывались из напорных субгляциальных бассейнов через канализированные потоки в приледниковую область и формировали туннельные долины и каналы у ледникового края.

Во время днепровского оледенения палеоложбины подобно дренажным каналам (трубам) осуществляли эффективный вывод талых вод из водонасыщенных слоев за пределы региона. В таких условиях предотвращались катастрофические спуски талых вод и прекращалось формирование туннельных долин. В фазу стагнации оледенения и сожскую стадию аккумуляция моренных и озерно-ледниковых отложений могла обусловить запруживание палеоложбин. Вновь шло накопление огромных запасов подпруженных вод и заполнение водой региональных понижений в основании сожского ледника. В фазы отступления выбросы воды с большой скоростью из этих субгляциальных резервуаров через палеоложбины и отдельные каналы привели к созданию в субчетвертичной поверхности крупных и глубоких туннельных рытвин сожской генерации.

Сожские ложбины служили дренажными путями из-под ледника в краевую ледниковую и перигляциальную области в поозерское оледенение. А это объясняет

локальное распространение и формирование малых каналов и туннельных долин в поозерское время.

Выявленные особенности строения и формирования ледниковых палеоложбин позволили оценить их перспективность на крупные месторождения пресных подземных вод и минеральных строительных материалов, дать рекомендации по выявлению новых месторождений. Выполненные исследования способствуют использованию данных о геологическом строении, рельефе и морфогенезе ложбин в выборе охраняемых объектов природы.

:

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное исследование представляет собой теоретическое обоснование решения задачи выяснения структуры палеоложбин Белорусского Поозерья, их природы и специфики образования в течение плейстоцена. В методическом отношении оно может найти применение для анализа морфогенеза других погребенных форм рельефа ложа четвертичного покрова и воссоздания динамики покровных материковых оледенений и субгляциальной гидросферы. В аспекте рационального природопользования авторские разработки могут быть использованы в качестве теоретической основы прогноза пресных подземных вод, строительств и охраны природы.

Основные положения выполненного исследования заключаются в следующем.

Ложбины и региональные понижения субчетвертичной поверхности, к которым они приурочены, имеют генетически общую природу и являются результатом сочетания ледниковой экзарации и субгляциальной эрозии талых ледниковых и подземных вод.

В субчетвертичном рельефе Белорусского Поозерья доминируют палеоложбины березинской и сожской генераций, среди которых выделяются туннельные долины, ложбины экзарации, выдавливания и полигенетические. Они обладают закономерным пространственным сочетанием и входят в состав погребенных краевых комплексов, отражая главные периоды ледниковой экзарации и субгляциальной эрозии талых ледниковых вод.

Образование туннельных долин обуславливалось ходом геологического развития территории в конце березинского и сожского оледенений – фронтальным отступанием ледников, закупоркой древних палеоложбин, возникновением бассейнов накопителей субгляциальных озер и катастрофическими спусками водных потоков через туннельные долины.

В разработке морфогенетической классификации ледниковых ложбин Белорусского Поозерья.

Названные положения основываются на следующих выводах, полученных в ходе исследований.

Погребенные ледниковые ложбины являются наиболее отчетливо выраженными формами поверхности ложа четвертичных пород в Белорусском Поозерье. Они представляют собой большой набор разнообразных отрицательных форм, возникших позади края ледниковых щитов. От доледниковых речных долин и приледниковых ложбин стока эти палеоврезы отличаются характером локализации, морфологическим выражением в субчетвертичном рельефе, строением заполнения и условиями образования.

Палеоложбины распространены неравномерно. В их локализации проявляется связь со структурой Вилейского погребенного выступа Белорусской антеклизы и Приоршанской моноклинали. При этом основные районы сосредоточения палеоложбин приходятся на Видзовское и Полоцко-Чашникское региональные понижения, которые выработаны в поверхности девонских рыхлых песчаных отложений, способных легко разрушаться под напором ледника или субгляциальных талых ледниковых вод. На площади понижений обычно ледниковые переуглубления тяготеют к разломам и узлам их пересечения.

Региональные понижения с палеоложбинами на днище по характеру рельефа и геологическому строению представляют собой гляциодепрессионные низменности –

звенья основных систем экзарационных понижений на субчетвертичной поверхности северо-запада Восточно-Европейской равнины.

По морфологии в поверхности этих гляциодепрессий выделены троговые ложбины, каньонообразные туннельные долины, ванны, котловины и сложные, состоящие из относительно широкой корытообразной ложбины с локальными узкими долинами на днище.

Ледниковые ложбины заполнены литологически разнородными и гетерогенными отложениями наревского, березинского, припятского и поозерского горизонтов. Фациальный и сопряженный анализ отложений и форм рельефа ледниковых горизонтов позволили выделить в субчетвертичном рельефе и четвертичном покрове наревскую, березинскую, припятскую и поозерскую генерации палеоложбин.

Палеоложбины наревского возраста сохранились лишь в южных и северных районах региональных понижений у разломов в виде разрозненных небольших глубоких субмеридиональных троговых ложбин экзарации. Березинский и сожский комплексы палеоложбин на площади региональных понижений представлены более разнообразными морфогенетическими типами: ложбинами и котловинами экзарации, ваннами выдавливания, туннельными долинами и каналами и полигенетической природы. Разновозрастные ложбины относятся к краевым комплексам березинского и сожского ледников, в составе которых характеризуются закономерным пространственным сочетанием и соотношением с конечнo-моренными, прогляциальными формами и гляциодислокациями.

Палеоложбины березинского возраста наиболее глубокие и создают основу системы палеоврезов субчетвертичной поверхности Белорусско-го Поозерья. К денудационным формам березинского оледенения принадлежат также Видзовское, Полоцко-Чашникское и Суражское региональные полигенетические гляциодепрессивные понижения.

Среди сожской генерации переуглублений преобладают многочисленные туннельные долины и каналы, представленные эталонными формами. Положение большинства из них связано с краевыми зонами ледниковых языков и региональных понижений – районами формирования субгляциальных озер. Часть туннельных долин и каналов приурочена к березинским палеоложбинам на поверхности дочетвертичных пород.

В днепровском и поозерском горизонтах типичны вложенные в более древние палеоложбины. Они имеют значительную по мощности заполняющую толщину, вследствие чего менее выразительные и крупные в поверхности своих горизонтов.

В современном рельефе территории Белорусско-го Поозерья выражены фрагменты как древних, так и относительно более молодых поколений ложбин. Древние ископаемые ложбины проявляются в виде линейных и котловинных (языковых) понижений или слабо обособляющихся среди прилегающих низин и равнин ложбинами, нередко перегороженными различными грядами и холмами, тогда как сожские – в форме крупных корытообразных ложбин ледниковой экзарации с узкими ваннами выдавливания или туннельными рытвинами на днище. Наиболее выразительно палеоложбины проступают в комплексах краевых образований поозерского возраста, где они унаследуются осевыми зонами языковых и лопастных гляциодепрессий, брамами в гляциотектонических дугах и самыми примечательными ложбинами последнего ледника.

При сопоставлении ложбин поозерского оледенения отмечены общие черты структуры и упорядоченности. К ним относятся: встречаемость в разновозрастных поясах краевых ледниковых образований (оршанском, витебском и brasлавском); веерообразная

упорядоченность внутри лопа-стных гляциодепрессий и часто дугообразная – вдоль дистальных окон-чаний языков; унаследованность основными ложбинами более древних врезов; преобладание ложбин полигенетического типа, а среди них – ледниковой экзарации и выдавливания.

Наряду с общими чертами морфологии ложбины обладают региональными особенностями. В пределах краевой зоны оршанской стадии ложбины развиты на площади Нарочанского, Лукомльского и Лучёского лопа-стных бассейнов и выдвинутых дальше к югу языков – Свирьского, Уша-чского, Лепельского и др. В их структуре выявлено широкое развитие ложбин ледниковой экзарации и выдавливания: радиальных – в центральной части и дугообразных – на периферии бассейнов. Среди ложбин этих гляциодепрессий часто встречаются туннельные долины и каналы с обширными флювиогляциальными конусами выноса и дельтами, а также ванны выдавливания и ложбины-брамы.

В отличие от врезов максимальной стадии ложбины более молодой ви-тебской фазы относятся к внутренней (закрытой) краевой зоне и лока-лизуются в языковых депрессиях по периферии Дисненского, Полоцкого и Суражского лопа-стных секторов. Специфическими особенностями ложбин являются: крупные размеры, значительные глубины вреза, унаследование направления и наклона дна погребенных ложбин, четкое обособление в рельефе, генетическое разнообразие и морфологическая индивидуальность. Среди ледниковых ложбин хотя и преобладают формы экзарации и выдавливания, весьма характерны туннельные каналы. Они зарегистрированы в изобилии либо на языковых гляциодепрессиях или на днищах субгляциальных ложбин в связи с озами и камами. Мелкие меж-озовые ложбины, ледниковые и эвразийские котлы также многочисленны.

В краевом поясе brasлавской стадии ложбины экзарации и выдавливания не совпадают с осями языков и выклиниваются значительно южнее. В морфологии ложбин обнаруживается связь с пульсирующим характером деградации ледника. При этом основная часть их днища приходится на многочисленные озерные котловины и заторфованные рынны выдавливания и друмлинтоиды, которые соседствуют с пульсационными инъективными холмами, грядами и камовыми формами.

С учетом фазового, динамического состояния среды и комплекса процессов формирования ложбины распределены на десять основных групп. В пределах каждой группы по конкретному процессу и морфологии выделены и охарактеризованы двадцать морфогенетических типов и форм ледниковых врезов.

Формирование палеоложбин определялось совместным действием гляциальных, водно-ледниковых процессов и геологической структуры ледникового ложа. Процесс создания переуглублений развивался в течение периодически вторгавшихся на территорию северной Беларуси главных плейстоценовых оледенений. Каждое из них создало свою генерацию ледниковых ложбин.

Расположение палеоложбин было обусловлено дифференцированной экзарацией, а конкретно – более интенсивным разрушением ледниковыми покровами горных пород ложа под ледниковыми потоками, чем на ледораздельных участках. На стиль экзарации и зарождавшихся понижений существенно влияли структурно-литологические, тектонические и морфологические неоднородности ледникового ложа. На обширных участках неглубокого залегания скальных пород, перекрытых податливыми песчаниками, наибольших значений достигала площадная и избирательная экзарация; у тектонических разломов, возвышений и палеодолин – линейная экзарация.

Дифференцированная экзарация наревского ледника порождала на площади Вилейского выступа Белорусской антеклизы и Приоршанской моноклинали субмеридиональные экзарационные понижения и первые ложбины, а на ледораздельных участках способствовала обособлению разобщенных выступов коренных пород. В течение березинского оледенения проявилось максимальное экзарационное снижение поверхности и расширение первичных понижений, оформление их как региональных гляциодепрессий. На регрессивном этапе шло выпаживание одновременно с субгляциальной эрозией талых ледниковых вод в осевых и краевых частях активных ледниковых лопастей. В итоге образовались обширная березинская группа крупных ложбин. Пока ледник отступал ложбины заполнялись мощными озерно-ледниковыми глинами и алевритами. Гляциодепрессии и палеоложбины после удаления небольшой части этих отложений экзарацией и выдавливанием в днепровское оледенение были затем запечатаны почти до верха моренными, супра- и прогляциальными образованиями.

В сожскую стадию в силу благоприятных обстоятельств, определявшихся накоплением толщ тонкозернистых отложений, субгляциальных подпруженных вод в гляциодепрессивных понижениях и осцилляторным режимом сокращения ледника, стало возможным оформление широкого спектра крупных ложбин экзарации, ванн выдавливания, туннельных долин и каналов, полигенетических и других палеоврезов, а также напорных сооружений над выступами девонских пород между ними. По существу, после образования сожских врезов, комплекс палеоложбин на субчетвертичной поверхности приобрел современную структуру.

В ходе поозерского оледенения проявились только незначительные экзарация и гляциотектонические деформации отложений в верхней части заполняющей толщи палеоложбин и были возрождены разнообразные мелкие ложбины.

Периоды субгляциальной эрозии талых ледниковых вод оказали особенно заметное влияние на образование палеоложбин в березинское и сожское оледенения и менее существенное – в поозерское время. Они выражались в спонтанных катастрофических выбросах (спусках) талых ледниковых вод. Причиной появления древнейших туннельных долин и каналов явились два фактора: 1) образование региональных понижений – коллекторов для талых ледниковых вод в конце березинского оледенения и 2) прерывистый ход отступления активной краевой зоны ледника с осцилляциями.

После возникновения протяженные туннельные долины и ледниковые ложбины вплоть до своего полного заполнения в припятское оледенение служили дренажными каналами для отвода талых ледниковых вод и подземных вод из накопительных районов гляциодепрессий. Аккумуляция морены, озерно-ледниковых глин и алевритов обуславливала в припятское оледенение запруживание этих каналов и вызывала новый цикл накопления талых ледниковых вод и быстрого дренажа через древние ложбины и другие туннельные каналы смежных районов региональных понижений при отступании сожского ледникового щита. Поскольку сожские туннельные долины и другие ложбины оставались незаполненными и были способны дренировать часть субгляциальных талых вод, в течение отступления поозерского ледника канализированная эрозия имела меньший масштаб, проявлялась на локальных участках днищ языковых гляциодепрессий и палеоложбин витебской краевой зоны и привела к возникновению сравнительно менее крупных туннельных каналов и долин.

Выявленные основные закономерности распространения, строения и морфогенеза палеоложбин позволили оценить перспективность их на выявление крупных месторождений полезных ископаемых. В палеоложбинах четвертичной толщи

Белорусского Поозерья вполне реальны перспективы обнаружения новых месторождений пресных подземных вод, строительных песков, песчано-гравийных смесей и кирпично-черепичных глин. Вместе с тем теоретические выводы работы служат необходимыми аргументами для сохранения уникальных палеоложбин и основанием для выделения ландшафтных геоморфологических заказников и памятников природы на их территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аболтиньш, О. П.* Гляциоструктура и ледниковый морфогенез / О. П. Аболтиньш. Рига.: Зинатне, 1989. 284 с.
2. *Айсберг, Р. Е.* Сарматско-Туранский линеамент земной коры / Р. Е. Айсберг, Р. Г. Гарецкий, А. М. Синичка // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41 – 51.
3. *Антонович, М. А.* Геогностический очерк берегов Западной Двины в пределах Витебской губернии / М. А. Антонович // Горный журнал. Спб. 1873. Т. 2. С. 55 – 87.
4. *Арсланов, Х. А.* Новые данные по палеогеографии средневалдайского мегаинтерстадиала в Белоруссии / Х. А. Арсланов, Л. Н. Вознячук, В. Б. Кадацкий, О. И. Зименков // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. 4. С. 901 – 903.
5. *Арсланов, Х. А.* Палеогеография и геохронология средневалдайского интерстадиала на территории Белорусского Поозерья / Х. А. Арсланов [и др.] // Докл. АН СССР. 1971. Т. 201. 3. С. 661 – 664.
6. *Асеев, А. А.* Древние материковые оледенения Европы / А. А. Асеев. М.: Наука, 1974. 319 с.
7. *Асеев, А. А.* Генетическая классификация ледниковых озер равнин / А. А. Асеев // История озер Северо-Запада: Материалы I симпозиума по истории озер Северо-Запада. Л., 1967. С. 249 – 257.
8. *Асеев, А. А.* Классификация ледникового рельефа покровного оледенения / А. А. Асеев, А. Н. Маккавеев // Геоморфология. 1982. 4. С. 23 - 29.
9. *Астапова, С. Д.* Литолого-палеогеографическое районирование ледниковых отложений Беларуси / С. Д. Астапова // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37. 4. С. 105 – 108.
10. *Астапова, С. Д.* Руководящие валуны краевых ледниковых образований Белорусской гряды / С. Д. Астапова // Докл. АН БССР. 1987. Т. 31. 8. С. 747 – 750.
11. *Басаликас, А. Б.* Разнообразие рельефа ледниковой аккумулятивной области / А. Б. Басаликас // Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс: Вайздас, 1969. С. 65 - 147.
12. *Блакiтная кнiга Беларусi* / пад рэд. Н. А. Дзiзько i iнш. Мiнск: БелЭН. 1994. 415с.
13. *Боброва, Л. Н.* Материалы к геохимической характеристике древнейших озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений Белорусского Понеманья / Л. А. Боброва, В. А. Кузнецов, С. Л. Шиманович // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн.: Наука и техника, 1977. С. 243 - 254.
14. *Былинский, Е. Н.* Влияние гляциоизостази на развитие рельефа Земли в плейстоцене: автореф. дисс. ...докт. географ. наук: 11.00.04 / Е. Н. Былинский. М.: Институт географии АН СССР, 1988, 46 с.
15. *Вазнячук, Л. М.* Некаторыя рысы развiцця мiкулiнскiх азераў Суражскай нiзiны / Л. М. Вазнячук [i iнш.] // Даследаваннi антрапагену Беларусi. Мн.: Навука i тэхнiка, 1978. С.158-168.
16. *Вазнячук, Л. М.* Пра гiсторыю развiцця раслiннасцi Беларускага Паазер'я на працягу мураўiнскага мiжледавiкоўя / Л. М. Вазнячук, В. Б. Кадацкi // Антрапаген Беларусi. Мн.: Навука i тэхнiка, 1971. С. 176-183.
17. *Вайтекунас, П. П.* Граница между неогеном и антропогеном в условиях Прибалтики / П. П. Вайтекунас // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном на территории Белоруссии. Мн. Наука и техника, 1977. С.
18. *Вайтекунас, П. П.* Погребенные речные долины Литвы / П. П. Вайтекунас // Труды АН Лит. ССР. Серия Б. Вильнюс, 1969. Т. 1 (56). С.207 - 216.
19. *Вальчик, М. А.* Генезис озер в области материковых оледенений Восточно-Европейской равнины по палинологическим данным / М. А. Вальчик // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 12. С. 1125 - 1128.
20. *Вальчик, М. А.* Строение и возраст высокой поймы Западной Двины на северо-востоке Белоруссии и смежной территории РСФСР / М. А. Вальчик // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1985, С. 113 - 120.

21. *Вальчик, М.А.* Краевые образования Белорусской гряды / М. А. Вальчик, М. Е. Зусь, В. М. Феденя, А. К. Карабанов . Мн.: Наука и техника, 1990. 162 с.
22. *Вальчик, М. А.* Аллередский интерстадиал валдайского позднеледниково-вья на территории Белоруссии / М. А. Вальчик, О. И. Зименков // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 6. С. 537 - 539.
23. *Величкевич, Ф. Ю.* Плейстоценовые флоры ледниковых областей Вос-точно-Европейской равнины / Ф. Ю. Величкевич. Мн.: Наука и техника, 1982. 239 с.
24. *Величкевич, Ф. Ю.* К стратиграфии плейстоцена Оршанской возвышенности / Ф. Ю. Величкевич, А. Ф. Санько // Докл. АН Беларуси. 1997. Т. 41. № 1. С. 104 - 109.
25. *Величкевич, Ф. Ю.* О лихвинской флоре пос. Руба на Западной Двине / Ф. Ю. Величкевич // Докл. АН СССР. 1977а. Т. 233. № 6. С. 1158 - 1161.
26. *Величкевич, Ф. Ю.* О новой находке дриасовой флоры в Белоруссии / Ф. Ю. Величкевич // Докл. АН БССР. 1980. Т. 24. № 3. С. 740 - 743.
27. *Величкевич, Ф. Ю.* О среднеплейстоценовой флоре Верховье – 2 в Витебской области / Ф. Ю. Величкевич // Докл. АН БССР. 1977б. Т. 21. № 6. С. 556 - 559.
28. *Величкевич, Ф. Ю.* Пихта в лихвинском межледниковье Белорусского Подвинья / Ф. Ю. Величкевич // Докл. АН БССР. Т. 23. № 11. С. 1034 - 1037.
29. *Величко, А. А.* Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене / А. А. Величко // Лесс – перигляциал – палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М.: Наука и техника, 1969. С. 429 - 438.
30. *Вінакураў, В. Ф.* Геалагічная спадчына Беларусі і праблемы яе стварэння / В. Ф. Вінакураў, А. А. Галдзянкоў // Літасфера. 2004. № 2 (21). С. 28 - 37.
31. *Винокуров, В. Ф.* Наиболее ценные геологические объекты Беларуси / В. Ф. Винокуров, М. Е. Комаровский // Літасфера. 1999. № 10 – 11. С. 42 - 49.
32. *Власов, Б. П.* Озера Беларуси: Справочник / Б. П. Власов [и др.]. Мн.: БГУ. 2004. 284 с.
33. *Вознячук, Л. Н.* Аллювий погребенной усвяжской и погребенной террас Западной Двины и Немана / Л. Н. Вознячук // Докл. АН СССР. 1972а. Т.16. № 3. С. 256 - 259.
34. *Вознячук, Л. Н.* Краткая характеристика основных стратиграфических горизонтов четвертичных отложений Белоруссии по новым данным / Л. Н. Вознячук // Материалы четвертой конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Мн., 1966. С. 190 - 198.
35. *Вознячук, Л. Н.* К вопросу о географических условиях валдайской при-ледниковой полосы на территории Белоруссии / Л. Н. Вознячук // Вопросы геологии антропогена. М. 1972б. С. 34 - 37.
36. *Вознячук, Л. Н.* К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий / Л. Н. Вознячук // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1973. С. 45 - 76.
37. *Вознячук, Л. Н.* О положении границы последнего оледенения в Белоруссии / Л. Н. Вознячук // Ученые записки БГУ. Серия геологическая. 1956. Вып. 28. С. 170 - 196.
38. *Вознячук, Л. Н.* Основные черты палеогеографии валдайской эпохи и возраст краевых образований максимальной стадии последнего оледенения на северо-западе Русской равнины / Л. Н. Вознячук // Антропоген Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1971. С. 8 - 23.
39. *Вознячук, Л. Н.* Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии / Л. Н. Вознячук // Материалы по антропогену Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1961. С. 159 - 217.
40. *Вознячук, Л.Н.* К вопросу о стратиграфическом и палеогеографическом значении плейстоценовых флор Белоруссии и Смоленской области / Л. Н. Вознячук // Бюлл. комиссии по изуч. четв. периода. 1965. № 30. С. 168 - 178.
41. *Вознячук, Л. Н.* Геолого-геоморфологические условия нахождения и возраст позднепалеолитической стоянки Студенец на озере Нарочь / Л. Н. Вознячук, В. Д. Будько, О. П. Леонович, Я. М. Пуннинг // Докл. АН БССР. 1969. Т. 13. № 4. С. 355 - 358.
42. *Вознячук, Л. Н.* История геологического развития / Л. Н. Вознячук, Л. Т. Пузанов // Геология СССР. Т. 3. Белорусская ССР. М.: Наука, 1971. С. 416 - 431.

43. *Вознячук, Л. Н.* О первой находке остатков северного оленя (*Rangifer tarandus L.*) в подморенных отложениях Белоруссии / Л. Н. Вознячук, В. В. Щеглова, Е. Г. Калечиц // Докл. АН БССР. 1972. Т. 16. № 1. С. 50 - 52.
44. *Вольдштедт, П.* Происхождение озер в областях древнего оледенения / П. Вольдштедт // Вопросы геологии четвертичного периода. М.: изд-во иностр. лит., 1955. С.171 - 180.
45. *Гайгалас, А. И.* Некоторые закономерности распространения руководящих валунов в краевых образованиях материкового оледенения юго-восточной Прибалтики // А. И. Гайгалас // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965а. С.231 - 235.
46. *Гайгалас, А. И.* Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-восточной Литвы и возможность использования их для стратиграфии / А. И. Гайгалас // Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Труды. Вып. 2. Вильнюс, 1965б. С. 104 - 156.
47. *Гайгалас, А. И.* Погребенные палеоврезы на территории Балтийского региона и формирование плейстоценовых морен / А. И. Гайгалас, М. И. Мелешите // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М. Наука, 1984. С. 187 - 192.
48. *Гайгалас, А. И.* Рельеф дочетвертичных пород южной Прибалтики / А. И. Гайгалас, М. И. Мелешите // Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л.: ГО СССР, 1982. С. 39 - 44.
49. *Гайгалас, А. И.* Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы / А. И. Гайгалас. Вильнюс: Мокслас, 1979. 98 с.
50. *Гайгалас, А. И.* Основные закономерности ледникового разноса крупнообломочного материала / А. И. Гайгалас, Д. Б. Орешкин // Московский ледниковый покров. М.: Наука, 1982. С. 118 - 125.
51. *Гарецкий, Р. Г.* Полоцко-Курземский пояс разломов / Р. Г. Гарецкий, В. Н. Астапенко, И. В. Данкевич // Докл. НАН Б. 2002. Т. 46. № 6. С. 85 - 89.
52. *Гарункштис, А. А.* Седиментационные процессы в озерах Литвы / А. А. Гарункштис. Вильнюс: Мокслас, 1975. 296 с.
53. *Гарэцкі, Г. І.* Палеагеаграфічныя арэны антрапагену Беларусі / Г. І. Га-рэцкі // Новае ў геалогіі антрапагену Беларусі. Мн.: Навука і тэхніка, 1979. С. 7 - 10.
54. *Гедройц, А. Э.* Геологические исследования в губерниях Виленской, Гродненской, Минской, Волынской и северной части царства Польского / А. Э. Гедройц // Материалы для геологии России. Спб., 1895. Т.17. 325 с.
55. *Гельмерсен, Г. П.* Отчет об исследованиях девонской полосы средней России, произведенных в 1850 году / Г. П. Гельмерсен // Вестник Императорского русского географического общества. Спб., 1855. Ч. 5. Кн. 1-2. С.33 - 60.
56. *Геология* Беларуси / Под ред. А. С. Махнача, Р. Г. Гарецкого, А. В. Матвеева [и др.]. Мн.: ИГН НАН Б, 2001. 815 с.
57. *Геология* Латвийской ССР: Объяснительная записка к геологическим картам Латвийской ССР масштаба 1: 500000 / Сост. А. П. Брангулис, Я. А. Страуме, Л. П. Бендруп [и др.]. Рига: Зинатне, 1984. 214 с.
58. *Геология* СССР. Т. III. Белорусская ССР / Под ред. П. А. Леоновича. М.: Недра, 1971. 456 с.
59. *Горецкий, Г. И.* Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра / Г. И. Горецкий. М.: Наука, 1970. 491 с.
60. *Горецкий, Г. И.* О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей / Г. И. Горецкий // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 17 - 23.
61. *Горецкий, Г. И.* О комплексном изучении погребенных речных долин и ложбин ледникового выпаживания и размыва как месторождений полезных ископаемых, их индикаторов и как объектов гидротехнического строительства / Г. И. Горецкий // Комплексное геолого-геофизико-геохимическое и гидрогеологическое изучение земной коры Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1969. С. 40 - 44.

62. *Горецкий, Г. И.* Ложбины ледникового выпахивания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями / Г. И. Горецкий // Ледни-ковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972. С. 19 - 39.
63. *Горецкий, Г. И.* Особенности палеопотамологии ледниковых облатей (на примере Белорусского Понеманья) / Г. И. Горецкий . Мн.: Наука и техника, 1980. 288 с.
64. *Горецкий, Г. И.* О критериях определения границы между неогеном и антропогеном / Г. И. Горецкий // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн.: Наука и техника, 1977. С. 8 - 55.
65. *Горецкий, Г. И.* Палеогеоморфологические методы корреляции ранне-плейстоценовых образований / Г. И. Горецкий. Мн.: Наука и техника, 1982. 27 с.
66. *Горецкий, Г. И.* Типы антропогеновых переуглублений (на примере некоторых районов Неманского бассейна) / Г. И. Горецкий // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1973. С. 95 - 127.
67. *Горецкий, Г. И.* Сеци – эталон гляциотектонических дислокаций в районах ископаемых выводных ледников и мест их длительной останов-ки / Г. И. Горецкий // Докл. АН БССР. 1981. Т. 25. № 10. С. 925 - 927.
68. *Грибко, А. В.* Морфология и генезис линейных переуглублений ложа антропогеновых отложений в областях покровных оледенений (на при-мере Белорусской гряды): дисс. ... канд. географ. наук: 11.00.04 / А. В. Грибко. М., МГУ, 1989. 20 с.
69. *Гричук, В. П.* Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стра-тиграфии четвертичных отложений / В. П. Гричук // Рельеф и стра-тигра-фия четвертичных отложений Северо-запада Русской равнины. М.: АН СССР, 1961. С. 25 - 71
70. *Гросвальд, М. Г.* Покровные ледники континентальных шельфов М. Г. Гросвальд, М.:Наука, 1983. 216 с.
71. *Губин, В. Н.* Индикация новейшей геодинамики и глубинного строе-ния / В. Н. Губин // Аэрокосмические исследования ландшафтов Бело-руссии Мн.: Наука и техника, 1994. С. 59 - 87.
72. *Гуминскі, І. Л.* Асаблівасці петраграфічнага саставу жвірова-галечнай фракцыі з агаленняў Гралёва і Руба / І. Л. Гумінскі // Геалагічныя і пале-анталагічныя даследаванні кайназою Беларусі . Мн.: Навука і тэхніка, 1989. С. 27 - 31.
73. *Гурский, Б. Н.* Соотношение краевых образований и основных форм дочетвертичного рельефа на территории Белоруссии / Б. Н. Гурский, Р. И. Левицкая // Докл. АН БССР. 1970. Т. 14. № 6. С. 552 - 553.
74. *Гурский, Б. Н.* Условия залегания и строение древнейшей морены Бе-лоруссии / Б. Н. Гурский, Э. А. Левков // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Мн.: Наука и техника, 1977. С. 254 - 261.
75. *Гурский, Б. Н.* Проблемы генезиса и типизации линейных переуглуб-лений ложа антропогена / Б. Н. Гурский, Р. И. Левицкая // Морфогенез на территории Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1983. С. 102 - 108.
76. *Гурский, Б. Н.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1: 200000. Серия Белорусская. Лист N-35-XII (Бешенковичи) / Б. Н. Гурский, А. Т. Логойко. М.: ВСЕГЕИ, 1978. 45 с.
77. *Даниланс, И. Я.* К вопросу о принципах морфогенетической класси-фикации ледникового рельефа / И. Я. Даниланс // Ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1972. С. 89 - 99.
78. *Даниланс, И. Я.* Строение и морфология одного из типов дельт талых ледниковых вод / И. Я. Даниланс, К. А. Лука // Вопросы четвертичной геологии. Рига. 1969. Вып. 4. С. 65 - 81.
79. *Дорофеев, П. И.* Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области / П. И. Дорофеев // Материалы по истории флоры и растительности СССР. 1963. Вып. 4. С. 5 - 181
80. *Евтеев, С. А.* Геологическая деятельность ледникового покрова Восто-чной Антарктиды. М.: Наука, 1964. 120 с.

81. *Еловичева, Я. К.* Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии / Я. К. Еловичева. Мн.: Наука і тэхніка, 1993. 92 с.
82. *Еловичева, Я. К.* Палеогеографические аспекты муравинской межледниковой эпохи северо-запада Белоруссии / Я. К. Еловичева, О. П. Леонович, К. И. Тарасевич, И. А. Коротенко // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн.: Наука і тэхніка, 1989. С.115 - 119.
83. *Еловичева, Я. К.* К вопросу о возрасте отложений озера Дривяты / Я. К. Еловичева, И. А. Мысливец // Проблемы геохимического и геофизического изучения земной коры. Мн.: Наука и техника, 1974. С. 119-124.
84. *Еловичева, Я. К.* Палеогеография озер Браславской возвышенности / Я. К. Еловичева, И. А. Мысливец // Стратиграфия и палеогеография антропогена. Мн.: Наука и техника, 1975. С. 90 - 97.
85. *Жогло, В. Г.* Роль палеоврезов речных долин в формировании ресурсов подземных вод Гомельского Полесья / В. Г. Жогло, С. В. Коваленко, А. В. Беляшов // Докл. НАН Б. 1999. Т. 43. № 6. С.102 - 105.
86. *Жук, Е. Н.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1: 200000. Серия Белорусская, лист N-35-IV (Миоры) / Е. Н. Жук, А. Н. Маклакова. М.: ВСЕГЕИ, 1976. 46 с.
87. *Заика-Новацкий, В. С.* Структурный анализ и основы структурной геологии / В. С. Заика-Новацкий, А. Н. Казаков. Киев: Выща шк., 1989. 278 с.
88. *Зерницкая, В. П.* Новые данные о палеогеографии бассейна Западной Двины в позднеледниковье и голоцене / В. П. Зерницкая, И. Э. Павловская // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 4. С. 95 - 99.
89. *Зименков, О. И.* Геология и геохронология неоплейстоцена и голоцена Белоруссии: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.01 / О. И. Зименков. Мн.: ИГ и Г АН БССР, 1987. 22 с.
90. *Зименков, О. И.* Время формирования аллювия надпойменных террас и поймы рек Белоруссии / О. И. Зименков, В. А. Кузнецов // Геология и гидрогеология кайнозоя Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1985. С. 127 - 132.
91. *Ильин, Я. А.* Некаторыя літалагічныя асаблівасці марэн паўночнага захаду Беларусі / Я. А. Ильин // Весці АН БССР. Серыя фіз.-тэхн. навук. 1962. № 1. С. 95 - 107.
92. *Ильин, Е. А.* К характеристике ориентировки галек в моренах Белоруссии / Е. А. Ильин // Вопросы геологии антропогена. М.: Наука, 1972. С. 98 - 101.
93. *Ильин, Е. А.* Доантропогеновый рельеф северо-запада Белоруссии и его влияние на распределение и особенности строения ледниковых отложений / Е. А. Ильин // Вопросы региональной палеогеоморфологии. Тезисы региональн. докладов Палеогеоморф. Совещания – VI пленума Гео-морфол. комис. Отд-ния наук о Земле АН СССР. Уфа, 1966. С. 37 - 38.
94. *Ильин, Е. А.* Генезис отрицательных форм ледникового рельефа северо-запада БССР / Е. А. Ильин, В. Ф. Ильина // Материалы первой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1965. С. 41 - 42.
95. *Исаченков, В. А.* Просхождение рельефа поверхности дочетвертичных пород северо-запада Русской равнины / В. А. Исаченков // Долодниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л.: ГО СССР, 1982. С. 3 - 18.
96. *Кадацкий, В. Б.* Геология и палеогеография верхнего плейстоцена востока Белорусского Поозерья: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 04. 00. 01 / В. Б. Кадацкий. Мн.: АН БССР. 27 с.
97. *Калечиц Е. Г.* Палеогеография эпохи верхнего палеолита на территории Белоруссии и Брянской области: автореф. дис. ... канд. географ. наук: 11.00.04 / Е. Г. Калечиц. Мн., 1972. 23 с.
98. *Калиновский, П. Ф.* Териофауна позднего антропогена и голоцена Беларуси / П. Ф. Калиновский. Мн.: Наука и техника, 1983. 154 с.
99. *Калиновский, П. Ф.* Первая находка остатков сайги в Белоруссии / П. Ф. Калиновский, Н. Н. Ковалюх, И. Е. Кузьмина // Докл. АН БССР. 1989. Т. 33. № 10. С. 918 - 920.
100. *Камароўская, В. А.* Асаблівасці будовы і фарміравання палеалагічных Беларускага Паазер'я / В. А. Камароўская // Літасфера. 2004. № 1(20). С. 51 - 58.
101. *Камароўская, В. А.* Асаблівасці геалагічнай будовы Сяляўскай пахава-най ледавіковай лагчыны (паўночная Беларусь) / В. А. Камароўская // Літасфера. 2003. № 1(18). С. 141 - 144.

102. Камароўская, В. А. Гісторыя даследавання палеалагчын Беларускага Па-азер'я / В. А. Камароўская, М. Я. Камароўскі // Літасфера. 2003. № 2(19). С 150 - 157.
103. Карабанов, А. К. О генезисе гряд, обваловывающих озерные котловины в Белорусском Поозерье / А. К. Карабанов, Э. А. Левков // Докл. АН Беларуси. 1992. Т. 36. № 5. С. 446 - 449.
104. Карабанов, А. К. О природе озерных котловин ложбинного типа / А. К. Карабанов, Э. А. Левков // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 7. С. 650-653.
105. Карабанов, А. К. Озы выдавливания в Белорусском Поозерье / А. К. Карабанов, Э. А. Левков // Докл. АН БССР. 1990. Т. 34. № 6. С. 547 - 549.
106. Карабанов, А. К. Камоиды Белорусского Поозерья / А. К. Карабанов, Э. А. Левков // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37. № 5. С. 90 - 93.
107. Карабанов, А. К. Флювиогляциальные дельты Беларуси / А. К. Карабанов, Э. А. Левков // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 3. С. 87 - 90.
108. Карножицкий, А. Н. Геологические исследования в области юго-западной и восточной части 28 листа геологической карты / А. Н. Карножицкий // Материалы для геологии России. Спб. 1895. Т. 17. С. 327 - 339.
109. Квасов, Д. Д. О доледниковых речных системах северо-запада Восточно-Европейской равнины / Д. Д. Квасов, Д. Б. Малаховский, В. Т. Ауслендер [и др.] // Проблемы перестройки и перехвата речных долин. М.: МФГО СССР, 1975. С. 82 - 87.
110. Климашаускас, А. Гранулометрические свойства и закономерности минералогического состава моренных отложений юго-восточной Литвы / А. Климашаускас // Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 39 - 103.
111. Климашаускас, А. Литологические особенности нижнеплейстоценовых отложений / А. Климашаускас, Г. Прокопайте // Строение, литология и стратиграфия нижнего плейстоцена Литвы. Труды. Вып. 14. Вильнюс: Минтис, 1971. С. 35 - 56.
112. Колбик, Г. С. Новые данные о возрасте межледниковых отложений среднего течения р. Зап. Двины / Г. С. Колбик, Л. В. Курьерова // Стратиграфия и палеогеография антропогена. Мн.: Наука и техника, 1975. С. 71 - 78.
113. Комаровский, М. Е. Гляциоструктура краевых образований днепровского возраста среднего плейстоцена на территории Беларуси / М. Е. Комаровский // Докл. НАНБ. 2002. Т. 46. № 4. С. 102 - 106.
114. Комаровский, М. Е. Минская и Ошмянская возвышенности / М. Е. Комаровский, Мн.: ИГН АН Беларуси, 1996. 128 с.
115. Комаровский, М. Е. Радиальные формы напорных морен в Белорусском Поозерье / М. Е. Комаровский // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 5. С. 96 - 100.
116. Комаровский, М. Е. Краевые образования и положение максимальной границы поозерского ледника на северо-западе Белоруссии / М. Е. Комаровский, И. Л. Гуминский // Докл. АН БССР. 1991. Т. 35. № 9. С. 832 - 835.
117. Комаровский, М. Е. Структура и генезис Спорицкой субгляциальной ложбины (Северо-западная Беларусь) / М. Е. Комаровский, О. А. Комаровская // Докл. НАНБ. 2003а. Т. 47. № 3. С. 88 - 93.
118. Комаровский, М. Е. О классификации ледниковых ложбин Белорусского Поозерья / М. Е. Комаровский, О. А. Комаровская // Проблемы геологии Беларуси: Материалы научных чтений. Мн., 2005. С. 63 - 65.
119. Комаровский, М. Е. О структуре и природе Глубокской ложбины // М. Е. Комаровский, О. А. Комаровская // Докл. НАНБ. 2003б. Т. 47. № 5. С. 102 - 106.
120. Комаровский, М. Е. Рациональное использование ресурсов палеоложбин в Белорусском Поозерье / М. Е. Комаровский, О. А. Комаровская // География в XXI веке: Проблемы и перспективы: Материалы международной научной конференции, посвященной 70-летию географического факультета БГУ, 4 - 8 октября 2004г., Мн., 2004. С. 297 - 298.

121. *Комаровский, М. Е.* Четвертичные погребенные ложбины и их перспективность на крупные месторождения пресных подземных вод / М. Е. Комаровский, И. А. Коротенко, Г. И. Литвинюк, О. А. Комаровская // Літасфера. 1998. № 9. С. 29 - 36.
122. *Комаровский, М. Е.* О строении и генезисе поозерских отложений верхнего плейстоцена в обнажении Комаришки (Северо-западная Беларусь) / М. Е. Комаровский, В. В. Расолько, Г. И. Литвинюк // Докл. НАНБ. 2001. Т. 45. № 6. С. 101 - 105.
123. *Кондратене, О. П.* Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных / О. П. Кондратене // Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Труды. Вып. 2. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 189 - 261.
124. *Кондратене, О. П.* Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным / О. П. Кондратене. Вильнюс: АСАДЕ-МІА, 1996. 211 с.
125. *Кондратене, О. П.* Палеоботаническая характеристика опорных разрезов / О. П. Кондратене, М. Ришкене // Строение, литология и стратиграфия нижнего плейстоцена Литвы. Труды. Вып. 14. Вильнюс: Минтис, 1971. С. 57 - 116.
126. *Коншин, Г. И.* Петрографический состав и ориентировка галечно-гравийного материала морен Латвийской ССР: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: **Специальность**/ Г. И. Коншин. Вильнюс, **издательство**, 1965. 23 с.
127. *Коптев, А. И.* Материалы к литологии новоантропогенных морен северо-востока Белоруссии / А. И. Коптев // Вопросы геологии антропогена. М.: Недра, 1972. С. 57-65.
128. *Кристаллические* руководящие валуны Прибалтики / Под ред. В. К. Гуделиса. Вильнюс, Минтис, 1971. 129 с.
129. *Криштафович, Н.* Строение ледниковых образований на территории Ковенской, Вилейской и Гродненской губерний / Н. Криштафович // Ежегодник по геологии и минералогии России. Ново-Александрия. 1896. Т. 1. Вып. 1. С. 10 - 23.
130. *Кудаба, Ч. П.* О генезисе гляцигенных рытвин / Ч. П. Кудаба // Региональные исследования ледниковых образований. Рига: Зинатне, 1972. С. 137 - 150.
131. *Кудаба, Ч. П.* О гляцигенных рытвинах / Ч. П. Кудаба // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965. С. 225 - 229.
132. *Кузнецов, В. А.* Стратиграфия и седиментогенез голоценовых отложений озера Богдановское / В. А. Кузнецов, А. Л. Жуховицкая, Я. К. Еловичева, Б. П. Власов // Літасфера. 1995. № 3. С. 30 - 42.
133. *Лаврушин, Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений / Ю. А. Лаврушин, М.: Наука, 1976. 237 с.
134. *Левков, Э. А.* Гляциотектоника / Э. А. Левков. Мн.: Наука и техника, 1980. 280 с.
135. *Левков, Э. А.* О криогенных явлениях у границы последнего оледенения / Э. А. Левков, А. К. Карабанов, В. Н. Губин // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 6. С. 533 - 536.
136. *Левков, Э. А.* Роль неотектоники и оледенения в формировании гидрографической сети Белоруссии / Э. А. Левков, А. К. Карабанов // Геоморфология. 1987. № 4. С. 67 - 73.
137. *Левков, Э. А.* Неотектоника Белоруссии / Э. А. Левков, А. К. Карабанов // Літасфера. 1994. № 1. С. 119 - 126.
138. *Левков Э. А.* О позднеплейстоценовой активизации разломов в Белорусском Поозерье / Э. А. Левков, А. К. Карабанов // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 5. С. 92 - 95.
139. *Левков Э. А.* О природе краевых ледниковых образований ландшафтного заказника Голубые озера / Э. А. Левков, А. К. Карабанов // Докл. АН Беларуси. 1992. Т. 36. № 3 - 4. С. 237 - 239.
140. *Левков, Э. А.* Геология антропогена Белоруссии / Э. А. Левков, А. В. Матвеев, Н. А. Махнач, В. И. Пасюкевич [и др.]. Мн.: Наука и техника, 1973. 152 с.
141. *Левков, Э. А.* Неогеновые бурогольные отложения и их флора на северо-востоке Белоруссии / Э. А. Левков, Т. В. Якубовская, А. Ф. Бурлак, А. К. Карабанов [и др.] // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1992. С. 95 - 103.

142. *Левых, Н. Н.* Коры выветривания запада Восточно-Европейской плат-формы / Н. Н. Левых. Мн.: ИГН НАН Беларуси, 1999. 202 с.
143. *Литвинюк Г. И.* Новые данные о семенной флоре Черного берега / Г. И. Литвинюк // Материалы геологического изучения земной коры Бело-руссии. Мн.: Наука и техника, 1978. С. 107 - 110.
144. *Лукин, Л. И.* Микроструктурный анализ / Л. И. Лукин, В. Ф. Черны-шев, И. П. Кушнарв. М.: Наука, 1965. 124 с.
145. *Ляўкоў, Э. А.* Праблемы вылучэння геалагічных і геамарфалагічных помнікаў прыроды ў Беларусі / Э. А. Ляўкоў, А. К. Карабанаў // Літасфе-ра. 1995. № 3. С. 5 - 9.
146. *Маккавеев, А. Н.* Опыт количественной оценки рельефообразующей роли древних ледников на северо-западе Европейской части СССР / А. Н. Маккавеев // Геоморфология. 1975. № 2. С. 44 - 50.
147. *Маккавеев, А. Н.* Динамическая классификация подледниковых форм рельефа, созданных покровными оледенениями на равнинах / А. Н. Мак-кавеев // Геоморфология. 1980. № 1. С. 17 - 23.
148. *Малаховский, Д. Б.* О генезисе и возрасте переуглублений на севере Европы / Д. Б. Малаховский, Б. Г. Федоров // Возраст и генезис переуглу-блений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С. 134 - 140.
149. *Мандер Е. П.* Антропогеновые отложения и развитие рельефа Бело-руссии / Е. П. Мандер. Мн.: Наука и техника, 1973. 128 с.
150. *Матвеев А. В.* О генезисе поверхности ложа антропогенового покрова / А. В. Матвеев // Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л. ГО СССР. 1982. С. 19 - 23.
151. *Матвеев А. В.* Ледниковая формация антропогена Белоруссии / А. В. Матвеев. Мн.: Наука и техника, 1976. 160 с.
152. *Матвеев, А. В.* Особенности динамики поозерского ледника в север-ной Беларуси / А. В. Матвеев // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37. № 3. С. 89 - 91.
153. *Матвеев, А. В.* Погребенные ложбины Белоруссии по данным косми-ческой съемки / А. В. Матвеев, Л. Ф. Ажгиревич, Л. С. Вольская [и др.] // Геоморфология. 1987. № 3. С. 62 - 68.
154. *Матвеев, А. В.* История формирования рельефа Белоруссии / А. В. Матвеев. Мн.: Навука і тэхніка, 1990. 143 с.
155. *Матвеев А. В.* Рельеф Белоруссии / А. В. Матвеев, Б. Н. Гурский, Р. И. Левицкая. Мн.: Университетское, 1988. 317 с.
156. *Матвеев, А. В.* Новые данные о строении и генезисе Браславской воз-вышенности / А. В. Матвеев, Э. А. Дроздовский // Докл. АН БССР. 1989. Т. 33. № 12. С. 1109 - 1112.
157. *Матвеев, А. В.* Линеаменты территории Беларуси / А. В. Матвеев, Л. А. Нечипоренко. Мн.: Наука и техника, 2001. 124 с.
158. *Матвеев, А. В.* Проявление новейших тектонических движений в стро-ении антропогенового покрова Белоруссии / А. В. Матвеев, Л. А. Нечипоренко // Докл. АН БССР. 1986. Т. 30. № 7. С. 645 - 647
159. *Матошко, А. В.* Геологическая деятельность в периферической зоне материковых оледенений (на примере территории Украины): автореф. Дис. ...докт. геол.-мин. наук: 04.00.01 / А. В. Матошко. Киев, ИГН АН Украины, 1993. 43 с.
160. *Махнач Н. А.* Палинологическая характеристика древнейших отложе-ний Белоруссии / Н. А. Махнач // Пограничные горизонты между неоген-ом и антропогеном. Мн.: Наука и техника, 1977. С. 215 - 234.
161. *Махнач, Н. А.* Новые данные о возрасте аллювиальных отложений близ д. Малая Александрия Шкловского района / Н. А. Махнач, Е. П. Мандер, В. А. Кузнецов // Докл. АН БССР. 199. Т. 13. № 10. С. 928 - 931.
162. *Махнач, Н. А.* О находке муравинских (рисс-вюрмских) межледнико-вых отложений у д. Малое Уланово Шкловского района Могилевской об-ласти / Н. А. Махнач, В. М. Мотуз // Вопросы геологии антропогена. М.: Недра, 1972. С. 19 - 25.

163. *Махнач, Н. А.* Новые данные о межледниковых отложениях в верховьях Березины (Днепровской) / Н. А. Махнач, М. М. Цапенко // Палеонто-логия и стратиграфия БССР. Мн.: Наука и техника, 1966. Сб. 5. С. 328 - 336.
164. *Махнач Н. А.* Этапы развития растительности Белоруссии в антропо-гене / Н. А. Махнач. Мн.: Наука и техника, 1971. 212 с.
165. *Мийдел А. М.* О древних (погребенных) долинах Эстонии / А. М. Мий-дел // Вопросы региональной палеогеоморфологии. Тезисы региональн. докладов Палеогеоморф. Сопровождающие – VI пленума Геоморфол. комис. Отд-ния наук о Земле АН СССР. Уфа, 1966. С. 47 - 48.
166. *Миссуна, А. Б.* К изучению морен Литовского края / А. Б. Миссуна // Материалы к познанию геологического строения Российской Империи. М.: изд-во Моск. о-ва испытателей природы, 1899. Вып. 1. С. 135 - 169.
167. *Миссуна, А. Б.* Материалы к изучению ледниковых отложений Белоруссии и Литовского края / А. Б. Миссуна // Материалы к познанию геологического строения Российской Империи. М.: Изд-во Моск. о-ва испытателей природы, 1903. Вып. 2. С. 1 - 72.
168. *Михальский А. О.* Сообщение о геологических исследованиях вдоль линии железной дороги Полоцк – Седлец / А. О. Михальский // Известия Геологического Комитета. 1904. Т. 23. С. 65 - 70.
169. *Назаров В. И.* Реконструкция ландшафтов Белоруссии по палеоэтно-мологическим данным. М.: Наука, 1984. 94 с.
170. *Нечипоренко, Л. А.* Условия залегания и тектоническая предопределенность антропогенного покрова / Л. А. Нечипоренко. Мн.: Наука и техника, 1989. 114 с.
171. *Никитин, С. Н.* Геологические наблюдения по линии Московско-Виндавской железной дороги / С. Н. Никитин // Известия Геологического Комитета. 1898. Т. 17.
172. *Обстановки, осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1: Пер. с англ. / Под ред. Х. Рединга.* М.: Мир, 1990. 352 с.
173. *Павловская, И. Э.* Полоцкий ледниково-озерный бассейн: строение, рельеф, история развития / И. Э. Павловская. Мн.: Наука и техника, 1994. 128 с.
174. *Павловская И. Э.* Палеогеография бассейна Западной Двины в поздне-ледниковье и голоцене / И. Э. Павловская // Літасфера. 1995. С. 67 - 75.
175. *Пасюкевич В. И.* К вопросу о границе валдайского оледенения на западе Белоруссии / В. И. Пасюкевич, Р. И. Левицкая, А. Д. Семенюк // Докл. АН БССР. 1966. Т. 10. № 9. С. 682 - 686.
176. *Пасюкевич, В. И.* Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200000. Серия Белорусская. Лист N-35-V (Полоцк) / В. И. Пасюкевич, В. В. Шахнюк. М.: ВСЕГЕИ, 1971. 52 с.
177. *Патерсон, У. С.* Физика ледников / У. С. Патерсон. М.: Мир, 1972. 312 с.
178. *Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород южной Прибалтики / Под ред. А. Григалиса. Вильнюс: Мокслас, 1976. 140 с.*
179. *Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР / Под ред. Н. С. Чеботаревой, Д. Д. Квасова, В. А. Кириллова и др. М.: Наука, 1969. 322 с.*
180. *Пузанов, Л. Т.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1: 200000. Серия Белорусская. Лист N-35-X (Глубокое) / Л. Т. Пузанов, Г. И. Илькевич. М.: ВСЕГЕИ, 1970. 47 с.
181. *Раукас, А. В.* Морфология и генезис переуглублений на территории северной Прибалтики / А. В. Раукас, Э. Х. Таваст // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С.180-186 с.
182. *Рухина, Е. В.* О характере дочетвертичного рельефа Ленинградской области и Прибалтики / Е. В. Рухина // Учен. Записки ЛГУ. 1946. № 9. С. 18 - 25.
183. *Рылова Т. Б.* Биостратиграфическое расчленение беловежского и алек-сандрийского межледниковых горизонтов плейстоцена на территории Беларуси / Т. Б. Рылова // Докд. НАН Б. 1998. Т. 42. № 4. С. 114 - 117.
184. *Санько, А. Ф.* Фауна моллюсков гляциоплейстоцена и голоцена Беларуси / А. Ф. Санько. Мн.: ИГН НАНБ, 1999. 103 с.

185. *Санько, А. Ф.* Ледниковые ложбины в рельефе восточной части Бело-русского Поозерья и Смоленской области / А. Ф. Санько // Морфогенез на территории Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1983. С. 33 - 39.
186. *Санько, А. Ф.* Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР / А. Ф. Санько. Мн.: Наука и техника, 1978. 178 с.
187. *Санько, А. Ф.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси / А. Ф. Санько, Ф. Ю. Величкевич, Т. Б. Рылова, Г. К. Хурсевич // Літасфера. 2005. № 1(22). С. 146 - 156.
188. *Санько, А. Ф.* Термолюминисцентное датирование верхнеплейстоценовых отложений в бассейне Зап. Двины / А. Ф. Санько, Л. Т. Восковская // Докл. АН БССР. 1991. Т. 35. № 4. С. 355 - 358.
189. *Санько, А. Ф.* Отложения муравинского межледниковья в разрезе Авдеевичи-Кашино Витебского района Витебской области / А. Ф. Санько, Я. К. Еловичева // Материалы геологического изучения земной коры Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1978. С. 110 - 114.
190. *Санько, А. Ф.* Геология, флора и фауна разреза Гралево близ Витебска / А. Ф. Санько, А. Н. Мотузко // Докл. АН БССР. 1972. Т. 26. № 6. С. 540 - 543.
191. *Санько, А. Ф.* Моллюски и млекопитающие из известковых туфов Борисовой Горы на Зап. Двине // А. Ф. Санько, А. Н. Мотузко // Докл. АН БССР. 1991. Т. 35. № 11. С. 1004-1008.
192. *Серебрянный, Л. Р.* Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время / Л. Р. Серебрянный. М.: Наука, 1978. 269 с.
193. *Соболев, Д. К.* Геологии Северо-западного края России / Д. Соболев, Н. Соболев // Записки Северо-западного отдела Императорского Русского географического общества. 1912. Кн. 3. С. 1 - 31.
194. *Спиридонов А. И.* О происхождении переуглублений в бассейнах рек северной части Восточно-Европейской платформы / А. И. Спиридонов // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984. С. 193 - 196.
195. *Спиридонов, А. И.* О происхождении переуглублений ложа четвертичного покрова в областях древнего материкового оледенения / А. И. Спиридонов, В. И. Мысливец // Рельеф и ландшафты. М.: МГУ, 1977. С. 85-94.
196. *Страуме, Я. А.* Геоморфология / Я. А. Страуме // Геологическое строение и полезные ископаемые Латвии. Рига: Зинатне, 1979. С. 297-427.
197. *Строение, литология и стратиграфия отложений нижнего плейстоцена Литвы.* Под ред. П. П. Вайтекунаса и О. П. Кондратене. Вильнюс: Минтис, 1971. 152 с.
198. *Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы* / Отв. ред. Н. С. Чеботарева. М.: Наука, 1977. 143 с.
199. *Тектоника Белоруссии* / Под ред. Р. Г. Гарецкого. Мн.: Наука и техника, 1976. с.
200. *Тимофеев, Д. А.* Терминология гляциальной геоморфологии / Д. А. Тимофеев, А. Н. Маккавеев. М.: Наука, 1986. 256 с.
201. *Уімблдон, В. А. П.* Проблеми охорони геологічної спадщини України / В. А. П. Уімблдон, Н. П. Герасименко, А. А. Іщенко, Г. В. Лисиченко [и др.]. Київ: ДНЦ РНС НАНУ, 1999. 129 с.
202. *Уошборн, А. Л.* Мир холода. Геокриологические исследования / А. Л. Уошборн. М.: Прогресс, 1988. 384 с.
203. *Хурсевич, Г. К.* История развития диатомовой флоры озер Нарочанского бассейна / Г. К. Хурсевич. Мн.: Наука и техника, 1978. 120 с.
204. *Цапенко, М. М.* Структурные и скульптурные формы доантропогенной поверхности Белоруссии и их влияние на мощность и строение антропогенной толщи / М. М. Цапенко // Вопросы географии Белоруссии. Мн.: ГО Белоруссии при АН БССР, 1960. Вып. 1. С. 18 - 25.
205. *Цапенко, М. М.* К стратиграфии антропогенной толщи в долине Березины / М. М. Цапенко, Н. А. Махнач // Палеонтология и стратиграфия БССР. Мн.: Наука и техника, 1966. Сб. 5. С. 298 - 327.
206. *Чеботарева, Н. С.* Рельефообразующая роль валдайского ледникового покрова на Двинско-Днепровском междуречье / Н. С. Чеботарева, В. И. Пасюкевич // Бюл. Комис. по изуч. четв. периода. 1962. № 27. С. 14 - 20.

207. *Чепулите, В.* О влиянии неотектонических движений на формирование палеогеоморфологических поверхностей Ошмянской и северной части Судувской возвышенностей / В. Чепулите // Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс: Минтис, 1967. С. 51 - 65.
208. *Шахнюк, В. В.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200000. Серия Белорусская. Лист N-36-VII (Витебск) / В. В. Шахнюк, И. Н. Салов. М.: ВСЕГЕИ, 1970. 57 с.
209. *Шик, С. М.* Новые данные о микулинских (рисс-вюрмских) межледни-ковых отложениях Смоленской области / С. М. Шик // Сб. науч. Работ Смоленского краеведческого НИИ. Смоленск. 1958. Вып. 2. С. 57 - 94.
210. *Шляуна, А.* Структура доледниковой поверхности Западной Литвы / А. Шляуна // Материалы научной конференции молодых ученых геоло-гов Литвы. Вильнюс, 1968. С. 21 - 22.
211. *Эберхардс, Г. Я.* К вопросу о ледниковом переформировании древних погребенных врезов / Г. Я. Эберхардс // Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины. Л.: ГО СССР, 1982. С. 45 - 50.
212. *Эберхард, Г. Я.* Морфология и генезис некоторых типов долин и доли-нообразных форм в бассейне р. Даугава / Г. Я. Эберхардс // Вопросы чет-вертичной геологии. 1969. № 4. С. 103 - 120.
213. *Эберхардс, Г. Я.* О некоторых особенностях древних врезов на терри-тории Латвии и их формировании / Г. Я. Эберхардс // Вопросы четверти-чной геологии. 1975. № 8. С. 24 - 30.
214. *Эберхардс Г. Я.* Строение и развитие долин бассейна реки Даугава / Г. Я. Эберхардс. Рига: Зинатне, 1972. 130 с.
215. *Якубовская Т. В.* О возможностях определения возраста семенных флор из скважин / Т. В. Якубовская // Проблемные вопросы геологии ан-тропогена и неогена Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1980. С. 138 - 150.
216. *Якубовская, Т. В.* Очерк неогена и раннего антропогена Понеманья / Т. В. Якубовская. Мн.: Наука и техника, 1984. 160 с.
217. *Якушко, О. Ф.* Белорусское Поозерье. История развития и современ-ное состояние озер северной Беларуси / О. Ф. Якушко. Мн.: Вышэйшая шко-ла, 1971. 335 с.
218. *Якушко, О. Ф.* География озер Белоруссии / О. Ф. Якушко. Мн.: Вы-шэйшая школа, 1967. 214 с.
219. *Якушко, О. Ф.* История развития и современное состояние озер севера Белоруссии: автореф. дис. ... докт. геогр. наук: 11. 690 / О. Ф. Якушко. Мн., БГУ, 1970. 30 с.
220. *Якушко, О. Ф.* Озероведение: география озер Белоруссии / О. Ф. Якуш-ко. Мн.: Вышэйшая школа, 1981. 223 с.
221. *Якушко, О. Ф.* Типы озерных котловин Белорусского Поозерья / О. Ф. Якушко, В. А. Калечиц // История озер Северо-запада. Л.: изд-во ГО СССР, 1967. С. 310 - 314.
222. *Якушко, О. Ф.* Основные этапы позднеледниковья и голоцена Белору-ссии / О. Ф. Якушко, Н. А. Махнач // Проблемы палеогеографии антро-погена Белоруссии. Мн.: Наука и техника, 1973. С. 76 - 94.
223. *Baltrūnas, V.* Fluctuations of the World Ocean level during the Quaternary period and its significance to the formation of paleo-incisions in Lithuania / V. Baltrunas // *Geologia*. 1997. N. 22. P. 56 - 60.
224. *Ber, A.* Plejstocen Polski Północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich / A. Ber // *Prace Państwowego Instytutu Geolo-gicznego*. CLXX. Warszawa. 2000. 89 p.
225. *Bitinas, A.* Some remarks on distribution and genesis of palaeo-incisions in the East Baltic area / A. Bitinas // *Geological Quaternary*. 1999. N. 43 (2). P. 183 - 188.
226. *Bjerkéus, M.* The glacial erosional valley system of the Hano Bay, Sou-thern Baltic Sea / M. Bjerkeus // *Baltica*. V. 11. P. 33 - 40.
227. *Boulton, G. S.* Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geolo-gical consequences / G. S. Boulton, R. C. A. Hindmarsh // *Journal of geophy-sical research*. 1987. N.B9. P. 9059 - 9082.
228. *Clayton, L.* Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciation / L. Clayton, J. W. Attig, D. M. Mickelson // *Geological Society of America. Special Paper* 337. 1999. P. 69 - 82.

229. *Dvareckas, V.* Lietuvos rindu morfogenezes ypatumai / V. Dvareckas, A. Gaigalas, M. Melesyte // *Geografija*. 1996. T. 32. P. 5 - 8.
230. *Ehlers, J.* The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany / J. Ehlers, G. Linke // *J. Quat. Sci.* 1989. N 4. P. 255 - 265.
231. *Ehlers, J.* Pre-Weichselian glaciations of north-west Europe / J. Ehlers, K.-D. Meyer, H.-J. Stephan // *Quat. Sci. Rev.* 1984. N. 3. P. 1 - 40.
232. *Galon, R.* Some new problems concerning subglacial channels / R. Galon // *Geogr. Pol.* 1965. N. 6. P. 19 - 28.
233. *Glinicka, J.* O zasięgu i fasach zlodowacenia bałtyckiego na Pojezierzy Na-rockiem / J. Glinicka, L. Matwiejewówna, W. Okołowicz // *Prace towarzystwa przyjaciot nauk w Wilnie*. 1935. T. 10. S. 43 - 75.
234. *Górska, M.* Wibrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren den-nych środkowej I zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dyna-miki ostatniego lądolodu /M. Gorska. Poznań. 2000. 147 p.
235. *Huuse, M.* Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin / M. Huuse, H. Lykke-Andersen // *Quaternary Science Reviews*. 2000. N. 19. P. 1233 - 1253.
236. *Jaspersen, P.* Sanderbildung durch subglaziäre, aufsteigende Schmelzwasser-ströme? / P. Jaspersen // *Eiszeitalter u. Gegenwart*. 1953. N. 3. P. 129-135.
237. *Jentsch, A.* Über die Bildung der preubischen Scen / A. Jentsch // *Z. dt. Geol. Ges.* 1884. N. 10. P. 699 - 702.
238. *Komarovsky, M.* Representative glacial valleys of Belarus / M. Komarov-sky, O. Komarovskaya // *Літаратура*. 2001. N. 1 (14). C. 145 - 148.
239. *Kondracki, J.* Studia nad morfologia i hydrografią Pojezierza Brasławskie-go / J. Kondracki // *Przegląd Geograficzny*. 1938. T 17. S. 1 - 116.
240. *Kondracki, J.* *Geografia fizyczna Polski* / J. Kondracki/ Warszawa. 1965. 555 p.
241. *Kozarski, S.* The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain / S. Kozarski // *Bull. de la Soc. des Amis des Sci et des lettres de Poznan*. Poznan. 1966/7. N. 20. P. 21 - 36.
242. *Liedtke, H.* Die nordische vereisung in Mitteleuropa / H. Liedtke. Bonn. 1975. 160 p.
243. *Majdanowski, S.* Zagadnienie rynien jeziornych na Niziu europejskim / S. Majdanowski // *Bad. Fizogr. Nad Polską zach.* Poznań. 1950. N. 2. P. 35 - 116.
244. *Pasierbski, M.* Remarks on the genesis of subglacial channels in Northern Poland / M. Pasierbski // *Eiszeitalter U. Gegenwart*. Hannover. 1979. N. 29. P. 189 - 200.
245. *Piotrowski, J. A.* Channelized subglacial drainage under softbedded ice-sheets: evidence from small N-channels in Central European lowland / J. A. Piotrowski // *Geol. Quart.* 1999. N. 43(2). P. 153 - 162.
246. *Piotrowski, J. A.* Subglacial hydrology in North-Western Germany during the Last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles / J. A. Piotrowski // *Quaternary Science Reviews*. 1997. V. 16. P. 169 - 185.
247. *Piotrowski, J. A.* Tunnel-valley formation in Northwest Germany – geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhoved tunnel valley / J. A. Piotrowski // *Sedimentary Geology*. 1994. N. 89. P. 107 - 141.
248. *Piotrowski, J. A.* Soft – bedded subglacial meltwater channel from the Wel-zow-Sud open-cast lignite mine, Lower Lusatia, eastern Germany / J. A. Piotrowski, J. Geletneky, R. Vater // *Boreas*. 1999. V. 28. P. 363 - 374.
249. *Šliaupa, A.* The sub-Quaternary relief of Lithuania and of adjacent territori-es / A. Sliupa // *Litosfera*. 1997. N. 1. P. 46 - 57.
250. *Stackebrandt, W.* Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas / W. Stackebrandt, A. O. Ludwig, S. Ostaficzuk // *Branden-burgische Geowiss. Beitr. Kleinmachnow*. 8 (2001). N. 1. S. 13 - 19.
251. *Vinokurov, V.* Geoconservation in Belarus / V. Vinokurov // *Geologica Bal-canica*. 1998. V. 28. N. 3-4. P. 167.

252. *Vinokurov, V. F.* Experience of enriching the geological heritage of Belarus / V. F. Vinokurov, M. E. Komarovsky // The Second General Assembly of the European Association for the Conservation of the Geological Heritage: Abst-ract. Tallinn. 1997. P. 77 - 82.
253. *Vinokurov, V.* The experience of enriching the geological heritage of Byelo-russia / V. Vinokurov, M. Komarovsky // Brochure of abstracts. The Second General Assembly of the European Association for the Conservation of the Geological Heritage. Scientific conference. Tallinn – Lahemaa National Park. Estonia. June 2nd – 4th, 1997. P. 31.
254. *Vinokurov, V.* The most valuable geosites of Belarus / V. Vinokurov, M. Komarovsky // Representative Geosites of Central Europe. Krakov. 1999. P. 91 - 99.
255. *Ussing, N. V.* Jyllands hedesletter og teorierne om deres Dannelse / N. V. Ussing // K. dansk. Vidensk. Selsk. Forhandl. Kobenhaven. 1903. N. 2. 99p.
256. *Werth, E.* Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern / E. Werth // Z. Ges. Erdk. 1907. N. 27. P. 17 - 41.
257. *Wimbledon, W A. P.* The development of a British methodology for selection of geological sites for conservation: Part 1 / W A. P. Wimbledon // Modern Geology. 1995. P. 159 - 202.
258. *Windfield, R. T. R.* Glacial incisions indicating Middle and Upper Pleistocene ice limits of Britain / R. T. R. Windfield // Marine Geology. 1989. N. 1. P. 538 - 548.
259. *Woldstedt, P.* Studien an rinnen und sanderflächen in Norddeutschland / P. Woldstedt // Jb. Preuss. Geol. L.-Anst. 1923. N. 42. P. 780 - 820.
260. *Woldstedt, P.* Probleme der seebildung in Norddeutschland / P. Woldstedt // Z. Ges. Erdk. 1926. N. 2. P. 103 - 124.
261. *Woldstedt, P.* Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten / P. Woldstedt // Eiszeitalter U. Gegenwart. 1952. N. 2. P. 146 - 153.
262. *Wright, H. E. Jr.* Tunnel valleys, glacial surges and subglacial hydrology of the Superior lobe, Minnesota / H. E. Jr. Wright // Geological Society of America. Memoir 136. 1973. P. 251 - 276.

SUMMARY

Main issues. The valleys and regional depressions of any sub-quaternary surface to which they have been connected via natural borders, have a genetically common nature and result from the combination of glacial exaration and subglacial erosion meltwater and underground water.

The palaeo-valleys of the Berezina (Elsterian 2) and Sozh (Younger Saalian, Warthian) generations, among which the tunnel valleys, exaration valleys, extrusion and polygenetic valleys are distinguished, dominate in the sub-Quaternary relief of the Belarusian Poozerje area. They have a natural spatial pattern and form the part of the buried marginal complexes, so reflecting the main periods of glacial exaration and subglacial erosion of sub-glacial water from melted ice.

The tunnel valleys shaping was caused by the course of geological development of the territory at the end of the Elsterian and Warthian glaciations, i.e. by frontal glacier contraction, obstruction of ancient palaeo-valleys, appearance of sub-glacial lakes accumulating basins, and disastrous water flow descends through the tunnel valleys.

In the development of morphological classification of glacial valleys in the Belarusian Poozerje area.

Conclusions. The buried glacial valleys are the most pronounced forms of the Quaternary rocks bed surface in the Belarusian Poozerje area. They constitute a set of manifold overdeepened forms that have emerged behind the glacial sheet margins. The nature of localization, morphological expression in the sub-Quaternary relief, infilling structure and formation conditions differ such palaeo-incuts from preglacial river- valleys and proglacial valleys.

The buried glacial valleys are distributed irregularly. Their localization reflects connection with the structure of the Vileyka crest protuberance of the Belarusian antecline and near-Orcha monocline. Nevertheless, the palaeo-valleys are mainly concentrated in the Vidzov and Polotsk-Chashniky regional depressions developed in the surface of the Devonian soft sand sediments easily eroded under pressure of glaciers or subglacial water from melted ice. Any overdeepened valleys in depressions use gravitate towards fractures and their junctions.

By relief nature and geological structure, the regional depressions with palaeo-valleys in their bottoms, are the glacial depression lowlands being the elements of the main exaration dip systems on the sub-Quaternary surface of the East-European Plain north-west.

The trough valleys, canyon-like tunnel valleys, kettles, and compound valleys consisting of relatively broad trough-shaped valleys with local narrow valleys in their bottoms, can be distinguished by their surface morphology.

The burried valleys are filled with lithologically dissimilar and heterogeneous sediments of the Narew (Elsterian 1, Sanian 1), Berezina (Elsterian 2), Priryat (Saalian) and Poozerje (Weichselian) glacial horizons. The facies and conjugate analysis of the glacial horizons' sediments and relief enabled to distinguish the Elsterian 1, Elsterian 2, Saalian and Weichselian palaeo-valley generations in the sub- Quaternary relief and Quaternary cover.

The Elsterian 1-age palaeo-valleys have been only preserved in the form of disconnected small deep sub-meridional trough exaration valleys in the sooth and northern areas of the regional depressions near the fractures. The Elsterian 2 and Warthe palaeo-valley systems in the regional depression area with more manifold morphogenetic types: exaration valleys and troughs, extrusion kettles, tunnel valleys and channels and valleys of polygenetic nature.

Different-age valleys belong to the marginal complexes of the Elsterian 2 and Warthe glaciers, and characterized with natural spatial pattern and relation to terminal moraines, pro-glacial forms and glacio-dislocations.

The Elsterian 2-age valleys are the most deep and form the base of palaeo-incisions system on the Quaternary surface of the Belarusian Poozerje area. The Vidzov, Polotsk-Chashniky and Surazh regional polygenetic glacio-depressions also belong to denudation forms of the Elsterian 2 glaciation.

Numerous tunnel valleys and channels represented with standard shapes prevail among the Warthe over-hollows generation. Location of most of them is connected with the marginal areas of ice streams and regional depressions, i.e. the areas of sub-glacial lakes formation. Certain portion of such tunnel valleys and channels has been connected, via natural borders, to the Elsterian 2 palaeo-valleys on the pre-Quaternary rock surface.

The palaeo-valleys imbedded into more ancient ones are typical for the Saalian and Weichselian horizons. Due to their considerable filling thickness they are less indicative and large on their horizons' surface.

The fragments of both ancient and relatively younger valley generations are visible in the recent relief of the Belarusian Poozerje territory. The ancient buried valleys are manifest themselves in the form of linear and trough (stream) kettles or valleys faintly segregated from the adjoining low-laying lands, often partitioned with different ridges and hills; whereas the Warthe valleys are presented in the form of large trough-shaped glacial exaration valleys with narrow extrusion kettles or tunnel channels at their bottom. The palaeo- valleys become more manifest in the marginal generation complexes of the Weichselian age where they are succeeded with axial zones of stream- and lobe glacio-depressions, gates (gaps in the axes of glacio-tectonic arches), and the most remarkable valleys of the latest glacier.

By juxtaposing the Weichselian glaciation valleys common patterns of their structures and order were disclosed. They include: occurrence in different-age zones of the marginal glacial generations (Orsha, Vitebsk, and Braslav); fan-shaped order inside the lobe glacio-depressions, and often, bow-shaped order along the distal stream endings; succession by the main valleys of more ancient incuts; prevalence of polygenetic-type valleys, and among them - of glacial exaration and extrusion valleys.

Along with common morphologic patterns, the valleys have their regional peculiarities. Within the Orsha (Brandenburg) stage marginal zone the valleys developed in the areas of the Naroch, Lukoml, and Luchosa ice tongue basins as well as of the Svir, Usha, and other streams protruding father to the south. Their structure discloses wide development of glacial exaration and extrusion valleys: radial in their central part, and bow-shaped in the basins periphery. The tunnel valleys and channels with fluvio-glacial debris cones and deltas as well as extrusion kettles and gate-valleys are often met among such glacio-incisions.

In contrast to maximum stage incuts, the valleys of the younger Vitebsk (Frankfurt) phase belong to the internal (closed) marginal zone and are localized in the stream depressions along the Desna, Polotsk, and Surazh perimeter of the lobe sectors. The valleys' distinctive features are their large proportions, considerable incut depths, succession of the crest valleys bottom direction and gradient, distinct relief segregation, genetic variety and morphological individuality. Though exaration and extrusion forms prevail among the glacial valleys, nevertheless tunnel channels are very typical. They have been registered in abundance either in the stream glacio-depressions or at the subglacial valley bottom in connection with eskers and kames. Shallow inter-esker valleys, glacial and evorsion kettles are also numerous.

In the Braslav-(Pomeranian) stage marginal zone, the exaration and extrusion valleys do not coincide with the stream axes and pinch out too much to the south. Valley morphology

discloses connection with pulsating nature of the glacier degradation. At the same time, the main portion of their bottom falls at numerous lake kettles and peated extrusion valleys and drumlinoids in the vicinity of pulsating injective hills, ridges and kame forms.

Taking account of the phase dynamic state of the surrounding and series of formation processes, the valleys are classified by ten main groups. Within each group, twenty morphogenetic types and forms of glacial incuts are distinguished and characterized by a specific process and morphology.

Formation of palaeo- valleys was predetermined with combined impact of glacial, water-glacial processes and glacier bed geological structure. The process of over-hollow formation has been developing during the major Pleistocene glaciations that intruded into the North Belarus territory from time to time. Each of them has formed its generation of glacial valleys.

Location of palaeo- valleys was conditioned by differentiated exaration, specifically, by more vigorous destruction of bed rock with glacial cover rather under glacier flows than in the ice-partition areas. Structural-lithologic, tectonic, and morphologic heterogeneity of the glacier bed influenced the style of exaration and nascent dips. Areal and selective exaration reached its maximum within the vast shallow rock areas with overlying pliable sandstones; linear exaration - near the tectonic fractures, heights, and river palaeo-valleys.

The Elsterian 1 glacier differentiated exaration generated sub-meridional exaration dips and earliest valleys within the Vileyka protuberance area of the Belarusian anteklise and Near-Orsha monocline; and it contributed to segregation of disconnected ledge rock protuberances within the ice-portion areas. During the Elsterian 2 glaciation, maximum exaration lowering of the surface and expansion of primary dips as well as their formation as the regional glacio-depressions became apparent. During the regressive stage, exaration was going on simultaneously with subglacial erosion of water from melted ice in the axial and marginal portions of active glacial lobes. In the upshot, the extensive Elsterian 2 group large valleys was formed. While glacier was receding, the valleys were filled up with thick glaciolacustrine clay and siltstone. After removal of a small part of such sediments due to exaration and extrusion to the Saalian glaciation, the glacio-depressions and palaeo- valleys were thereupon sealed, almost to their top, with moraine, supra- and pro-glacial deposits.

During the Warthe stage, formation of a wide range of large exaration valleys, extrusion kettles, tunnel valleys and channels, polygenetic and other palaeo-incisions, as well as of the puch structures over the Devonian rock juts between them became possible owing to oscillating degradation of glacier and favourable conditions that were determined by accumulation of fine-grained sediment mass, dammed water in the glacio-depressional dips. Essentially, after the Warthe incuts has been formed, the palaeo- valley system on the sub-Quaternary surface got its recent structure.

In the course of the Weichselian glaciation only minor exaration and glacio-tectonic deformations developed in the upper part of palaeo-valley filling mass, and diverse small valleys regenerated.

Impact of the periods of subglacial erosion of glacial water from melted ice formation of palaeo-valleys was especially remarkable during the Elsterian 2 and Warthe glaciation, and less noticeable during the Weichselian times. They were expressed in spontaneous catastrophic outbursts (discharges) of glacial water from melted ice. The following two factors caused formation of the most ancient tunnel valleys and channels: 1) formation of the regional depressions - collectors for water from melted ice, at the end of the Elsterian 2 glaciation; and 2) intermittent contraction of the glacial marginal zone, with oscillations.

The lengthy tunnel valleys and glacial valleys, from their formation and down to their complete filling during the Saalian glaciation, served as drainage channels for extraction of glacial water

from melted ice and underground water from the accumulative glacio-depression areas. Accumulation of moraine, lacustrine clay, and siltstone set condition for damming such channels during the Saalian glaciation, and caused a new cycle of accumulation of water from melted ice and rapid drainage across the ancient valleys and other channel valleys of the adjoining regional depression areas at the Warthe ice sheet contraction. As the Warthe tunnel valleys and other depressions remained unfilled and were able to drain a certain portion of subglacial water from melted ice, the scope of canalized erosion was smaller during receding of the Weichselian glacier, developed at the local sections at the bottoms glacio-depressions and palaeo- valleys in the Vitebsk marginal area, and caused formation of relatively smaller tunnel channels and valleys.

Indification of the pattern of exaration, structure and morphogenesis of palaeo-valleys enabled assessment of their prospects from the angle of detection of large mineral deposits. There exists quite a practicable prospect to discover new sweet underground water fields, sand, sand-graver, and loam deposits in the Quaternary thickness palaeo- valleys of the Belarusian Poozerje area. At the same time, theoretical conclusions serve both as necessary arguments for preservation of unique palaeo-valleys, and as a basis for arranging landscape geomorphologic sanctuaries and natural geosites within their territories.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. РАСПОЛОЖЕНИЕ И ИЗУЧЕННОСТЬ ПАЛЕОЛОЖБИН	6
Распространение палеоложбин.....	6
История изучения палеоложбин.....	9
Методика исследований.....	17
Глава 2. СВЯЗЬ РАСПОЛОЖЕНИЯ ПАЛЕОЛОЖБИН С ХАРАКТЕРОМ ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО СУБСТРАТА	24
Основные черты структуры дочетвертичного основания	24
Особенности распространения и состава отложений на субчетвертичной поверхности.....	30
Связь расположения палеоложбин с субчетвертичным рельефом.....	32
О генезисе палеоложбин.....	36
Глава 3. РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	42
Морфология палеоложбин.....	42
Основные особенности строения четвертичного покрова	52
Комплекс образований среднего звена.....	54
Комплекс образований верхнего звена.....	101
Глава 4. МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ И ТИПЫ ПАЛЕОЛОЖБИН	122
Проявление палеоложбин в земной поверхности.....	122
Классификация ледниковых ложбин.....	177
Глава 5. ФОРМИРОВАНИЕ И РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕСУРСОВ ПАЛЕОЛОЖБИН	189
Основные этапы геологического развития.....	189
Полезные ископаемые и охрана природы.....	210
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	223
ЛИТЕРАТУРА	229
SUMMARY	227